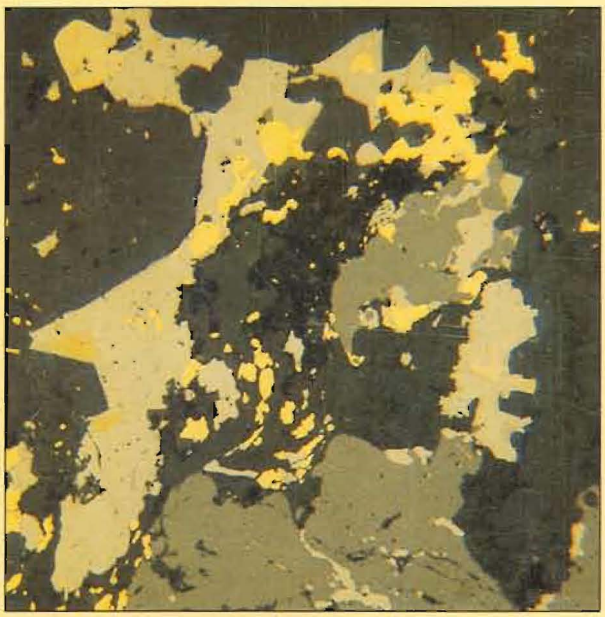
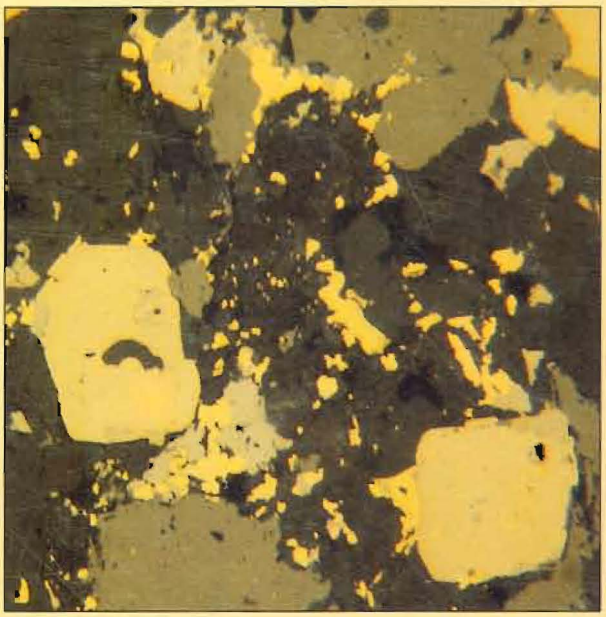
6/28/1996
ISSN 0369-2086

Mineralia Slovaca





Variscan metallogeny in the Alpine orogenic belt

NEW BOOK

The monograph presents the key contributions from the conference Variscan metallogeny in the Alpine orogenic belt held in Stará Lesná (Slovakia) on September 25 - October 2, 1994. The conference was organized by working group Metallogeny of the IGCP Project No. 276 Paleozoic geodynamic domains and their alpidic evolution.

The monograph in English presents here listed contributions on 313 pages with 227 figs. (18 coloured) and 12 tabs. Price 21 USD + postal expenses

CONTENT

T. P. TRURNIT: The sequence of plate tectonic settings through which Variscan belt mineral deposits have passed and been altered, since the Middle Devonian

HARALD G. DILL: The Late Variscan and Early Alpine metallogeny in Central Europe

H. G. KRÄUTNER: Genetic models for Variscan ore deposits in the Romanian Carpathians

S. ÜSÜMEZSOY: Tectonic setting of the porphyry and massive sulphide deposits of the Circum Black Sea

M. F. ZHOU, P. T. ROBINSON, M. SUN, R. KERRICH, P. H. REYNOLDS & J. MALPAS: Tectonic evolution and chromite mineralization of the Qilian-Kunlun-Himalaya tectonic domain, Western China

W. PROCHASKA, W. FRANK & A. BECHTEL: Pretertiary siderite mineralization in the Greywacke Zone of the Eastern Alps

R. EICHHORN, U. SCHÄRER & R. HÖLL: U-Pb dating of zircon and titanite: A case study in the polymetamorphic Felbertal scheelite deposit (Central Alps, Austria)

V. L. OMELCHENKO & G. I. BARANOV: Variscan metallogeny of the Great Caucasus

P. GRECULA, M. CHOVAN, I. ROJKOVIČ & M. SLAVKAY: The Variscan metallogeny of Western Carpathians

M. SLAVKAY & M. CHOVAN: A review of metallic ore mineralizations of the Nízke Tatry Mts.

T. SASVÁRI & Ľ. MAŤO: Chronology of tectonic events and mineralization on the epigenetic Strieborná vein, Rožňava ore district, Slovakia

M. HÁBER: Vein Cu-mineralization in the Permian formations near Novoveská Huta area (Slovak republic)

L. TURANOVÁ, J. TURAN & G. MORTEANI: Isotopic evidences and REE contents of the Slovak magnesite deposits (Western Carpathians)

B. MOLÁK & M. SLAVKAY: Role of black shales/schists in Variscan and Alpine metallogenic processes in the Western Carpathians

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šesťkrát ročne. Vydavateľ: Geocomplex, a. s., Bratislava. Sadzba v redakcii Mineralia Slovaca systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: Grafotlač, Prešov.
Predplatné v roku 1996: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 78 Sk, študenti 40 Sk, organizácie 228,- Sk. Cena jednotlivého čísla je 38,- Sk. Časopis možno objednať v redakcii.
Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii. Adresa redakcie: Mineralia Slovaca, Werferova 1, P. O. Box 113, 040 11 Košice. Telefón/fax: 095/437 846.

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geocomplex, a. s., Bratislava.Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers in the editorial office Mineralia Slovaca.
Subscription for 1996 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscription can be sent Mineralia Slovaca, Werferova 1, P. O. Box 113, 040 11 Košice, Slovakia.
Advertising: Contact managing editor. Address of the Editorial office: Mineralia Slovaca, Werferova 1, P. O. Box 113, 040 11 Košice, Slovakia; Phone/fax: 42 /95 /437 846.

© Geocomplex, a. s., Bratislava

Obsah - Contents

Mineralia Slovaca 28 (1996) • 6

Maťo, Ľ., Sasvári, T., Bebej, J., Kraus, I., Schmidt, R. & Kalinaj, M.
Štruktúrne kontrolovaná žilná mezotermálna zlato-kremeňová a epitermálna drahokovovo-polymetalická mineralizácia v hodrušskom rudnom poli, stredoslovenské neovulkanity
Structurally-controlled vein-hosted mezothermal gold-quartz and epithermal precious and base metal mineralization in the Banská Hodruša ore field, Central Slovakia neovolcanites 455

Rojkovič, I.
U-Mo-Cu mineralizácia pri Matejovciach nad Hornádom
U-Mo-Cu mineralization near Matejovce nad Hornádom (Eastern Slovakia) 491

Kráľ, J., Frank, W. & Bezák, V.
$^{40}Ar/^{39}Ar$ spektrá z amfibolu amfibolických hornín veporika
Hornblende $^{40}Ar/^{39}Ar$ spectra from the hornblende-bearing rocks of the Veporic unit 501

Ďurža, O., Streško, V. & Mejeed, S. Y.
Environmentálne využitie magnetickej susceptibility
Environmental use of magnetic susceptibility 514

Holec, P. & Sabol, M.
Treťohorné stavovce (Vertebrata) Devínskej Kobyly
The Tertiary Vertebrates from Devínska Kobyla 519

Zágoršek, K.
Eocénne koilostegné machovky (Bryozoa - Coilostega) zo Západných Karpát
Eocene Coilostega Bryozoa from the Western Carpathians (Slovakia) 523

GEOvestník

OBÁLKA: Polymetalická mineralizácia spätá s neogénnym vulkanizmom na Strednom Slovensku. Brekciovitá a asymetricky páskovaná textúra výplne žily Svetozár, 14. obzor, baňa Rozália v Hodruši. Tmavé pásiky reprezentujú bohatú drahokovovo-polymetalickú mineralizáciu (vrchný obrázok). Mikrofotografie (spodné obrázky) tej istej žily a početné zlatinky sú rozmiestnené v kremeni (tmavý), pyrite (žltý), sfalerite (tmavosivý) a v galenite (svetlosivý). Foto Ľ. Maťo. Podrobnejšie o tomto zrudnení je na str. 455 - 490.

COVER: Base metal mineralization related in its origin with the Neogene volcanism in the Central Slovakia. Brecciated and asymmetrically banded structure of the fill of the Svetozár vein, 14th level, Rozália mine in Hodruša. Dark bands represent rich precious-base metal mineralization (figure above). Photomicrographs of the same vein (figures below). Numerous golden leaves are distributed in quartz (dark), pyrite (yellow), sphalerite (darker grey) and in galena (light grey). Photographs by Ľ. Maťo. For more details on this mineralization turn to the pages 455 - 490.

Mineralia Slovaca

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií
Journal of the Slovak geological society and Slovak geological organizations

Vydáva Združenie Mineralia Slovaca
Published by Mineralia slovaca corporation

Vedúci redaktor - Chief editor
PAVOL GRECULA
Geologická služba SR
Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovakia

REDAKČNÁ RADA - EDITORIAL BOARD

Predseda - Chairman
Boris Bartalský
Geologická služba SR, Spišská Nová Ves

Vladimír Bezák, Geologická služba SR, Bratislava
Miroslav Filo, Geocomplex, Bratislava
Egon Fussgänger, Ingeo, Žilina
Dušan Grman, Geoconzult, Košice
Dušan Hovorka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Pavel Hvožďara, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Vlastimil Konečný, Geologická služba SR, Bratislava
Ján Kozáč, Geologická služba SR, ATNS, Košice
Milan Mišík, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Ladislav Novotný, Uranpres, Spišská Nová Ves
Ivan Pagáč, Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, Bratislava
Martin Radvanec, Geologia, Spišská Nová Ves
Miroslav Račický, Ministerstvo životného prostredia, Bratislava
Peter Reichwalder, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Rudolf Rudinec, Nafta, Michalovce
Juraj Tözsér, Ministerstvo životného prostredia, Bratislava
Imrich Varga, Maseva, Košice
Dionýz Vass, Geologická služba SR, Bratislava
Ivan Vrubel, Geofyzika, Brno
Eva Zacharová, Geologická služba SR, Bratislava

REDAKCIA - EDITORIAL STAFF

Vedúci redakcie - Managing editor
Mária Greculová

Redaktor - Editorial assistent
Mária Dryjová

Technické spracovanie - Production editor
Miloslav Antal

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Predseda - Chairman
Karol Együd
Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava

Členovia združenia - Members of the corporation

Gamart, s. r. o., Lučenec
Geocomplex, a. s., Bratislava
Geoconsult, a. s., Košice
Geologická služba SR, Bratislava
Geofyzika, a. s., Brno
Geologia, s. r. o., Spišská Nová Ves
IGHP, a. s., Žilina
INGEO, a. s., Žilina
Maseva, s. r. o., Košice
Nafta, a. s., Gbely
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves
Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, a. s., Bratislava
ESPRIT, s. r. o., Banská Štiavnica

Mineralia Slovaca, 28 (1996), 455 - 490

Štruktúrne kontrolovaná žilná mezotermálna zlato-kremeňová a epitermálna drahokovovo-polymetalická mineralizácia v hodrušskom rudnom poli, stredoslovenské neovulkanity

ĽUBOSLAV MAŤO[1], TIBOR SASVÁRI[2], JURAJ BEBEJ[1], IVAN KRAUS[3], ROBERT SCHMIDT[2] a MIROSLAV KALINAJ[4]

[1]Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica
[2]Katedra geológie a mineralógie, F BERG Technickej univerzity , Letná 9, 043 84 Košice
[3]Prírodovedecká fakulta UK, katedra geológie, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava
[4]Rudohorská 20, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 26. 9. 1996)

Structurally-controlled vein-hosted mezothermal gold-quartz and epithermal precious and base metal mineralization in the Banská Hodruša ore field, Central Slovakia neovolcanites

At present, the Banská Hodruša ore field is the only producer of gold and silver in Slovakia. The vein-parts with high concetrations of mezothermal gold quartz and epithermal precious-and base metal ore mineralization are exploited on the 14th level of the Rozalia mine, and they occur on crossing of the two main vein systems: (1) the Svetozar vein with W-E to NNW-SSE direction and moderate dip, and (2) the Rozália vein younger one with NNE-SSW to N-S direction and steep dip. Both of these vein systems are developed in pyroxenic andesite and less in contact with quartz diorite porphyries.

Location and types of the structurally-controlled mineralization are partly dependent on reactiated deep-seated structure-fault zones of the pre-Tertiary basement. The basement includes low-angle and high-angle structures-faults. The low- angle structures were important in determining the location of the mezothermal mineralizing events, and the high-angle structures with low sulphidation epithermal adularia-sericite type of the precious-and base metal mineralization formed in the upper part of the volcanic sequence.

The mezothermal and epithermal paragenetic assemblages indicate successive mineralizing events close in relation to the tectonic phases-deformation stages D1 to D4. The epithermal mineralizing events with evidences for heterogeneous fluids developed in an uplifted collapsing system combined with extension. This succession of events created conditions for later large-scale influx of meteoric waters.

Key words: structurally controlled mezothermal, epithermal, precious-and base metals mineralization, alteration, Neovolcanites, Slovakia

Úvod

Hodrušské rudné pole, ktoré bolo do 50. rokov významnou oblasťou ťažby Au-Ag rúd, je v súčasnosti jediným producentom Au a Ag na Slovensku, hoci exploatácia polymetalických rúd v tomto poli od 60. rokov až do jej skončenia koncom 80. rokov takúto perspektívu nesignalizovala. V tom čase popri štiavnickom rudnom poli aj tu gradoval komplexný prieskum a výskum s cieľom overiť a charakterizovať nové zdroje polymetalickej mineralizácie, ako aj geologickú stavbu. Opakujúce sa negatívne výsledky prieskumu v hodrušskom rudnom poli a rastúce požiadavky na kvalitu zrudnenia spolu s orientáciou ťažby na polymetalické rudy značne znížili perspektívu zistiť aj významnejšiu Au-Ag mineralizáciu v hlbších úrovniach hodrušských drahokovových žíl (Gavora, 1984).

Napriek uvedenému viac výskumných prác prispelo k dôkladnejšiemu poznaniu genézy a charakteru zrudnenia (Bergfest, 1954a-d; Harazím, 1955; Zrůstek, 1957; Koděra, 1959a-b, 1960, 1963, 1965a-b, 1969, 1978; Rozložník, 1968 a 1983), vekového, priestorového vzťahu a hĺbkového dosahu mineralizácie (Michalenko a Mitáček, 1987; Štohl et al., 1989 a 1990), horninových typov predvulkanického podložia a neoidného vulkanicko-plutonického komplexu, ako aj kinematickej histórie oblasti (Šefara, 1980; Štohl a Lexa, 1990).

Súčasnú ťažbu a záujem o drahokovové zrudnenie podmienilo viac-menej náhodné zistenie nového typu Au mineralizácie (Gavora, 1988) v severnej časti žily Rozália v úrovni 14. obzoru (vrt BLI-6 a 17). Kontroverzia ohľadom charakteru nového typu zrudnenia (napr. variabilného zvýšeného obsahu Au a odlišnej parageneticke j asociácie), jeho pozície v úrovni „Cu zóny" (pod ktorou sa do roku 1990 ďalšie parageneticke zóny vrátane Au nepredpokladali; Koděra, 1965a) a vzťahu k žilným štruktúram sa od začatia novej ťažby stali aj impulzom pre ďalší výskum a prieskum v hodrušskom radnom poli (Kalinaj a Bebej 1992).

Intenzívna ťažba v úrovni 14. obzoru v krátkom čase sprístupnila pomerne rozsiahlu časť rudného poľa na S od žily Rozália a poskytla údaje o doteraz neopísanej mezotermálnej Au kremeňovej mineralizácii v štiavnicko-hodrušskom rudnom rajóne (Maťo a Bebej, 1994; Sasvári a Schmidt, 1994).

V štúdii uvádzame prvé poznatky o výskyte štruktúrne kontrolovanej žilnej mezotermálnej Au kremeňovej mineralizácie v hodrušskom rudnom poli. Zároveň zdôrazňujeme, že výsledky štruktúrneho a mineralogicko-geochemického výskumu, ktorý sa v úrovni 14. obzoru bane Rozália v rokoch 1992 - 1994 uskutočnil, majú zatiaľ povahu viac-menej lokálneho výskumu, preto ich len z tohto aspektu predkladáme.

Vzorkovanie a analytické metódy

Vzorky na mineralogické hodnotenie a mikroštruktúrnu analýzu sa odobrali zo zrudnených častí žilného systému Svetozár (S2) a Rozália (S1), ako aj zo žilnej štruktúry S3 a S4. Z rovnakých úsekov alebo z bezprostredného okolia boli vzorky na geochemické a petrologické štúdium. Odoberali sa priebežne z prekopov, úpadníc, komôr a chodieb, v ktorých sa ťažilo zrudnenie. Zdokumentovali sa všetky ťažené úseky žilných systémov. Vo vzorkách zo zrudnených žilných štruktúr a z okolitých alterovaných hornín: - sa kvantitatívne stanovil obsah prvkov, - rtg. difrakciou sa určila asociácia ílových minerálov, - elektrónovou mikrosondou sa zistilo zloženie nerudných a rudných minerálov (vyše 350 analýz), - študovali sa fluidné inklúzie v kremeni, karbonátoch a sfalerite (1500 meraní), - určilo sa izotopové zloženie S zo sulfidov (pyrit, sfalerit, galenit a chalkopyrit; hlavne z dvojice sulfidov).

Chemické zloženie (ne)rudných minerálov (tetraedrit, galenit, sfalerit, chalkopyrit, pyrit, Au, Ag sulfosoli, Ag teluridy, karbonáty, chlorit, živce) sa meralo mikroanalytickým kompletom CamScan 4DV a LINK AN 10000 (LEMM, katedra mineralógie, petrológie a geochémie MU Brno; analytik Sulovský) za štandardných podmienok (napätie 20 - 25 kV, prúd 2 - 3.10^{-8}A) a použitia Co štandardu. Morfológia rudných minerálov sa študovala SEI (sekundárnymi elektrónmi), kompozícia, distribúcia prvkov a prítomnosť submikroskopických minerálnych fáz BEI (odrazenými elektrónmi). Skanová mikrofotodokumentácia vzťahov minerálnych fáz sa zhotovila pomocou JSM-840 v LSEM GÚDŠ v Bratislave.

Obsah Au, Ag a ďalších prvkov v celistvých vzorkách žilnej výplne a mineralizovaných hornín a v monominerálnych frakciách rudných minerálov sa stanovil pomocou AAS a SPA. Vzorky sa analyzovali v LS Geologického ústavu SAV v Banskej Bystrici na prístroji PU-9000 fy Pye Unicam Ltd. Philips a PGS-2 (András a Paulínyová).

Izotopové zloženie S v separovanej frakcii sulfidov (sfalerit, galenit, pyrit a chalkopyrit) sa meralo v geochemickom laboratóriu ČGÚ v Prahe (Hladíková). Sulfidy sa vo vákuu pri teplote 800 °C oxidovali CuO na SO_2, ktorý sa meral hmotnostným spektrometrom FINNIGAN MAT 251 metódou Grinenka (1962). Izotopové zloženie S je vyjadrené v hodnotách δ (‰) a je kalibrované na medzinárodný štandard CDT.

Fluidné inklúzie sa skúmali v obojstranne leštených platničkách z 21 vzoriek kremeňa, karbonátov a sfaleritu. Mikrotermometrické merania sa vykonali prístrojom fy LINKAM (riadiaca jednotka PR-600 a TMS-91, termokryometrická komora TH-600 a THMS-600) v geochemickom laboratóriu ČGÚ Praha (Ďurišová a Dobeš) a v Geologickom ústave SAV v Banskej Bystrici (Kotulová); odmerala sa teplota vymrazenia roztoku fluidnej inklúzie (Tf), teplota začiatku topenia - teplota eutetika (Te), teplota topenia posledného kryštálu ľadu (Tm_{ice}) a stanovila sa teplota homogenizácie plynnej a kvapalnej fázy (T_{HOM}).

Štruktúrnou analýzou rudného poľa sa ozrejmila priestorová pozícia a vzťah žilných systémov Svetozár a Rozália, intražilných puklín, mineralizovaných sekundárnych štruktúr a puklinových systémov. Namerané údaje sa štatisticky zhodnotili pomocou kontúrových tektonogramov a rozčlenili sa do homogénnych štruktúrnych blokov. Blokové posuny a fraktúry s indikátormi pohybu nižšieho radu sa zhodnotili paleonapäťovou analýzou.

Všeobecné údaje

Štruktúrna a geologická stavba štiavnicko-hodrušského hrastu, ktorý sa rozpadá na čiastkové hrasty a depresie, bola opísaná viac ráz (napr. Onačila a Rojkovičová, 1992; Konečný a Lexa, 1990). Žilné systémy, ktoré sú v tektonicky najexponovanejších štruktúrach, sa periodicky oživovali pri výzdvihu hrastu a zároveň vznikali podmienky na cirkuláciu hydrotermálnych fluid (Štohl et al., 1990). Žily vo vnútorných častiach hrastov sú menšie a zriedka sú bohatšie mineralizované. Formovanie žilných štruktúr bolo späté s tektonickým režimom pohybu hrastov, čo podmienilo vývojovú samostatnosť žíl, ktorá sa prejavila v charaktere mineralizácie.

Poznatky zo 14. obzoru bane Rozália mali dlhší čas empirický charakter a boli výsledkom dôslednej dokumentácie rudného poľa. Postupne z nich vyplynuli aj niektoré úlohy pre štruktúrny, mineralogický, geochemický a petrologický výskum. Zdokumentované ložiskovo-mineralogické osobitosti, ako aj štruktúrnotektonické a geologické pomery predstavovali širšie spektrum poznatkov. Tie v podstate stále determinujú aj efektívnu ťažbu a orientáciu vyhľadávacieho prieskumu.

Empirické poznatky, ktoré výskum spresnil, indikovali, že v úrovni 14. obzoru sú dva hlavné žilné systémy: (1) Svetozár, so smerom ZSZ-VJV a s miernym sklonom na JZ (označovaný ako S2), a (2) Rozália, mladší priečny žilný systém so smerom na SSV-JJZ a so strmým sklonom na JVV (označovaný ako S1). Tieto žilné systémy sú vyvinuté hlavne v pyroxenickom andezite a v menšej miere na kontakte andezitu s kremeňovo-dioritovým porfýrom. Charakter mineralizácie a obsah Au v hlavných žilných systémoch sú odlišné. V žilnom systéme Rozália sú mineralizované štruktúry, ktoré varírujú v smere SSV-JJZ až S-J (označujú sa S3 a S4). Viaceré zlomy subparalelné s týmto smerom pretínajú žilný systém Svetozár a v ich prienikoch je vysoká koncentrácia mineralizácie so zvýšeným obsahom Au a polymetalických sulfidov.

Litologické pomery

Geologickú stavbu a vulkanicko-tektonický vývoj stredoslovenských neovulkanitov vrátane štiavnicko-hodrušského hrastu podrobne opísal Burián et al. (1985). Mnohí autori sa touto problematikou zaoberali viackrát (napr. Fusán, 1985; Rusinov, 1987; Nemčok a Lexa, 1990; Rojkovičová a Štohl, 1993). Pretože ide o jednotky viac-menej lokálneho významu, nepokladáme za nevyhnutné znova sa nimi z aspektu vulkanicko-tektonického vývoja a geologickej stavby celého regiónu zaoberať.

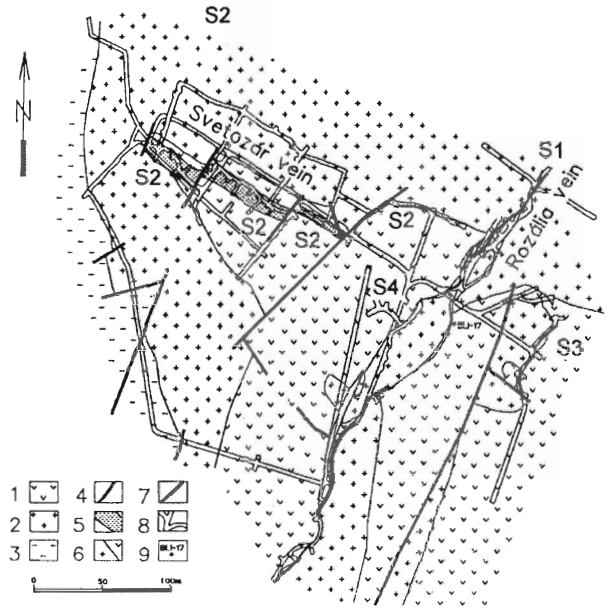
Širšie okolie sledovaných žilných štruktúr v úrovni 14. obzoru bane Rozália budujú mezozoické sedimenty (tmavé bridlice, resp. slienité karbonáty), pyroxenický andezit a kremeňovo-dioritový porfýr (obr. 1). Žilné štruktúry sa v študovanej časti v úrovni 14. obzoru vyskytujú prevažne v pyroxenickom andezite, v podstatne menšej miere prenikajú do kremeňovo-dioritového porfýru alebo sú na ich kontakte. Okolité horniny sú v rôznej intenzite alterované a tektonicky deformované. Ich petrologická charakteristika je zhodná s viacerými publikovanými opismi z oblasti, a preto ju neuvádzame. Časové trvanie formovania sa kremeňovo-dioritového porfýru, granodioritu a žilného systému Svetozár je predmetom diskusií.

Priestorový a časový vzťah štruktúrne kontrolovanej žilnej mezotermálnej a epitermálnej mineralizácie

Mezoskopická analýza rudného poľa potvrdila výskyt viacerých mineralizovaných štruktúr a zlomových systémov. Tie vznikali postupne a vzájomne sa odlišujú charakterom a distribúciou mineralizácie, ako aj geometriou a morfológiou. Starší a mladší hlavný žilný systém a žilné štruktúry sa v úrovni 14. obzoru vyskytujú v štruktúrnych blokoch (obr. 1).

Hlavný žilný systém Rozália, so smerom na SSV-JJZ a so strmým sklonom na JVV (v priemere 65°), výraznejšie ovplyvnilo litologické rozhranie pyroxenického andezitu a kremeňovo-dioritového porfýru. Tento mladší žilný systém reprezentuje žila Rozália (s priemernou hrúbkou 3,5 m), ktorá je zrudnená mladšou epitermálnou polymetalickou±drahokovovou mineralizáciou. Jej vznik súvisel s viac ráz reaktivizovaným zlomovým systémom smeru SV-JZ. V smernom priebehu žily možno pozorovať rozdiely v morfológii - ohybové tvary, variabilnosť v smere, vykliňovanie (šošovkovitý charakter), odžilky, výraznejšie variácie v hrúbke (od niekoľkých cm do niekoľkých m, v priemere 0,3 - 1 m), ale aj rozdielnu textúru žilnej výplne (brekciovitá, (a)symetricky páskovaná, kavernózna), odlišné minerálne zloženie a koncentráciu zrudnenia (lokálne úseky s obsahom Au > 17 gt^{-1}).

Hlavný žilný systém Svetozár, ktorý má zložitú geometriu a morfológiu, sa vyvinul priamo v pyroxenickom andezite pri kontakte s kremeňovo-dioritovým porfýrom. Tento starší žilný systém reprezentuje žila Svetozár so smerným priebehom na ZSZ-VJV a miernym sklonom 20 - 30° na JZ, s hrúbkou od niekoľkých dm až do niekoľkých m (v priemere 1,8 m, lokálne až 4 m) a mineralizované štruktúry hrubé niekoľko cm až dm, ktoré sú prevažne orientované do nadložia žily.



Obr. 1. A - geologická mapa 14. obzoru bane Rozália (upravené; Šály, 1994); 1 - pyroxenický andezit, 2 - kremeňovo-dioritový porfýr, 3 - mezozoické sedimenty, 4 - žila Rozália, 5 - žila Svetozár, 6 - litologické hranice, 7 - zlomy, 8 - banské diela, 9 - vrty.
Fig. 1. Geological map of the 14th level of the Rozália mine (modified after Šály, 1994); 1 - pyroxenic andesite, 2 - quartz diorite porphyry, 3 - Mesozoic sediments, 4 - Rozália vein, 5 - Svetozár vein, 6 - lithological border, 7 - faults, 8 - mining workings, 9 - drill holes.

Žilný systém Svetozár je v úrovni 14. obzoru vyvinutý len na SZ od žily Rozália a je zrudnený staršou mezotermálnou zlato-(karbonátovo-)kremeňovou mineralizáciou. Jeho karbonátovo-kremeňová výplň je intenzívne deformovaná a dezintegrovaná, často vykliňuje a v úsekoch s menšou hrúbkou vznikli viaceré asymetrické budiny spojené tenšími žilami s jednoduchou stavbou. Asymetrické budiny väčšieho vertikálneho rozsahu vytvárajú v smernom intervale žilného systému rudné stĺpy, často s vyššou koncentráciou drahokovovo-polymetalického zrudnenia. Žilný systém viackrát porušujú subparalelné zlomy smeru SV-JZ.

Mineralizovaná štruktúra (S3) sa vyvinula na kontakte kremeňovo-dioritového porfýru a pyroxenického andezitu. Má smer SSV-JJZ, mierny úklon 20° na SZ a je mocná 20 - 30 cm. Žila je subparalelná s hlavným žilným systémom Svetozár a končí sa výrazným prizlomovým ohybom v jv. nadložnej časti žily Rozália.

Mineralizovaná štruktúra (S4) je 20 m nad 14. obzorom a má nepravidelný vývoj a smerný priebeh. Z pôvodného smeru SSV-JJZ sa stáča na SZ-JV. Žila má sklon 35 - 45° na JV, priemernú mocnosť 1 m a je vyvinutá v podloží aj nadloží tektonického kontaktu kremeňovo-dioritového porfýru a pyroxenického andezitu.

V sz. časti rudného poľa je v úrovni 14. obzoru viac mineralizovaných zlomových štruktúr subparalelných so žilou Rozália. Niekoľko dm hrubé štruktúry s drahokovovo-polymetalickou mineralizáciou sú v podloží hlavné-

ho žilného systému Rozália v zóne vzdialenej okolo 200 - 250 m a opäť v intervale 15 - 25 m (Sasvári a Schmidt, 1994).

Chronológia tektonických udalostí, vývoj mineralizovaných štruktúr a zlomových zón

Štruktúrna analýza rudného poľa

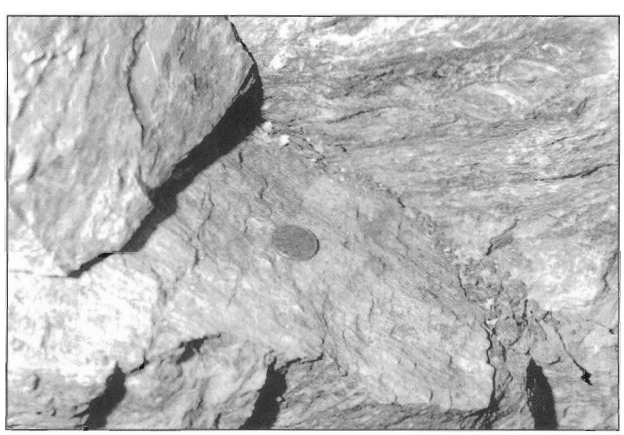
Stredoslovenské neovulkanity sa vyvinuli na zlomovej zóne smeru S-J v šírke asi 25 km (Kováč a Hók, 1993). V oblasti sú aj štruktúry smeru SSV-JJZ, SZ-JV a SV-JZ. Primárne predterciérne štruktúry zakrýva a modifikuje mladšia grabenovo-hrastová tektonika (Burian et al., 1985). Vulkanická aktivita je časovo a priestorovo spätá so stredoslovenským zlomovým pásmom (Böhmer a Štohl, 1968).

Paleonapäťové polia (PNP)

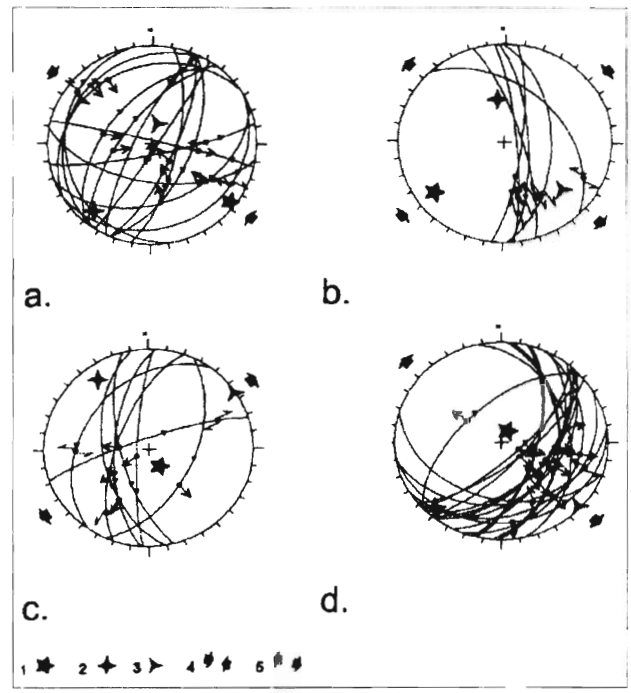
Najčastejším pozorovaným indikátorom pohybu po zlomových plochách bolo ryhovanie, fraktúrne stupne (obr. 2) a vzájomné premiestnenie hlavných žilných štruktúr. Na paleonapäťovú analýzu sa použila numerická (Etchecopar et al., 1981) a grafická (Angelier a Merchler, 1977) metóda. Výsledky sa porovnali a zároveň sa využili poznatky o vzťahu štruktúr k mineralizácii. Výsledky paleonapäťovej analýzy zlomov s indikátormi pohybu dokumentujú existenciu štyroch rozlične orientovaných paleonapäťových polí (obr. 3).

V paleonapäťovom poli I (PNP-I) vznikli šikmé sinistrálne posuny smeru SV-JZ a lokálne prešmyky so stredným až strmým sklonom na JV (obr. 3a), aké sa vyskytujú v priebehu žily Rozália a v jej nadloží (na JV od žily).

V paleonapäťovom poli II (PNP-II) vznikli šikmé poklesy smeru SV-JZ so sklonom na JV (obr. 3b), aké sa vyskytujú v celom rudnom poli. Tieto štruktúry sú vyplnené polymetalickými Pb-Zn-Cu sulfidmi a lokálne v rozsahu žily Rozália obsahujú zhluky agregátov galenitu (syntektonická mineralizácia). Prejavom vyššieteplotných podmienok deformácie sú krehkoduktilné ohyby žíl.



Obr. 2. Fraktúrne stupne na zlomovej ploche, 14. obzor, baňa Rozália, žilný systém Svetozár.
Fig. 2. Fracture degrees on the fault surface, 14th level, Rozália mine, Banská Hodruša.



Obr. 3. Tektonogramy paleonapäťových polí v priebehu žily Svetozár v úrovni 14. obzoru bane Rozália; 1 - maximálne kompresné napätie (σ_1), 2 - stredné napätie (σ_2), 3 - extenzné napätie (σ_3), 4 - smer pôsobenia kompresie, 5 - smer pôsobenia extenzie.
Fig. 3. Tectonograms of the paleostress fields in the direction of strike of the Svetozár vein on the 14th level, Rozália mine; 1 - maximum compressive stres (σ_1) 2 - medium stress, (σ_2), 3 - extensional stress (σ_3). 4 - direction of compression, 5 - direction of extension.

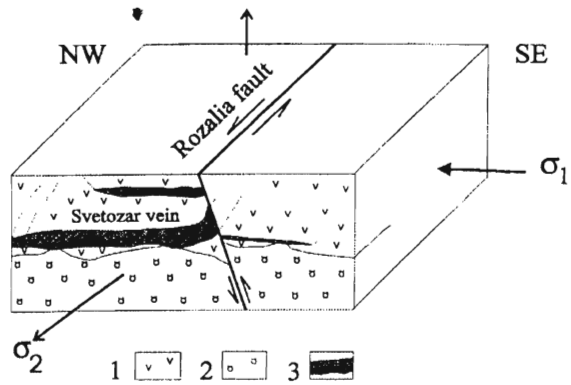
V paleonapäťovom poli III (PNP-III) vznikli prevažne šikmé sinistrálne posuny smeru SV-JZ a poklesy smeru VSV-ZJZ so sklonom na JJV (obr. 3c), ktoré rozblokovali žilu Svetozár. Tieto zlomy sú dominantné a amplitúda posunu dosahuje desiatky metrov.

V paleonapäťovom poli IV (PNP-IV) vznikli poklesy smeru S-J, a hlavne otvorené pukliny (obr. 3d).

Paleonapäťové polia významne ovplyvnili štruktúrny vývoj rudného poľa v štyroch kontinuálnych vývojových štádiách. Ich rozdielne štruktúrnogeologické charakteristiky umožnili vyčleniť štyri samostatné deformačné štádia, D1 PNP-I, D2 PNP-II, D3 PNP-III a D4 PNP-IV, počas ktorých bolo formovanie štruktúr späté s mineralizačnými udalosťami.

Deformačné štádium D1

V súvislosti s aktivitou deformačného štádia D1 sa v súčasnosti uvažuje o dvoch rozdielnych časových intervaloch. Štohl et al. (1994) predpokladajú, že žilno-žilníková Au kremeňová mineralizácia patrí do predintruzívnej etapy kremeňovo-dioritového porfýru, hlavne do jeho silu, ktorý prenikol medzi granodioritový masív a nadložné an-



Obr. 4. Deformačná fáza D_1. Kompresia, sinistrálny šikmý posun až prešmyk, vznik extenznej štruktúry žily Svetozár následne vyplnenou Au kremeňovou mineralizáciou. 1 - pyroxenický andezit, 2 - kremeňovo-dioritový porfýr, 3 - žila Svetozár.
Fig. 4. Deformation phase D_1. Compression, sinistral oblique slip to reverse fault, formation of the extensional structure of the Svetozár vein, later filled by Au-quartz mineralization. 1 - pyroxenic andesite, 2 - quartz-diorite porphyry, 3 - Svetozár vein.

dezitové porfýry. Vývoj subhorizontálnych extenzných štruktúr vyhovoval napäťovému poľu v predkalderovom období (Štohl a Lexa, 1994).

Výskum žily Svetozár potvrdil, že na formovanie mineralizácie bol najvhodnejším litologickým prostredím pyroxenický andezit, ako aj kontakt pyroxenického andezitu s kremeňovo-dioritovým porfýrom. Analýza obsahu prvkov z vrtu BLI-6 (520 - 533 m) potvrdila, že kremeňovo-dioritový porfýr má variabilný obsah Au od 0,01 do 4,2 g/t a kremeňové žily v kremeňovo-dioritovom porfýre od 0,08 do 35,4 g/t (Šály, 1992, 1994). Toto zistenie indikuje, že žila Svetozár a jej podobné štruktúry pravdepodobne vznikli až po intrúzii kremeňovo-dioritových a granodioritových porfýrov.

Pre deformačné štádium D1 je charakteristické PNP-I (obr. 3a), to znamená kompresia smeru SZ-JV a subvertikálna extenzia. V PNP-I nastávali posunové až prešmykové pohyby v širšom priestore okolo zlomovej štruktúry žily Rozália. V tomto období bola v jej priestore iba uzavretá zlomová zóna takmer bez mineralizácie.

Ako výsledok subvertikálnej extenzie sa otvorila plocho uložená štruktúra žily Svetozár, ako aj podobný systém žilných štruktúr v jej nadloží a podloží (obr. 4) a vyplnila ich mezotermálna zlato-(karbonátovo-)kremeňová mineralizácia.

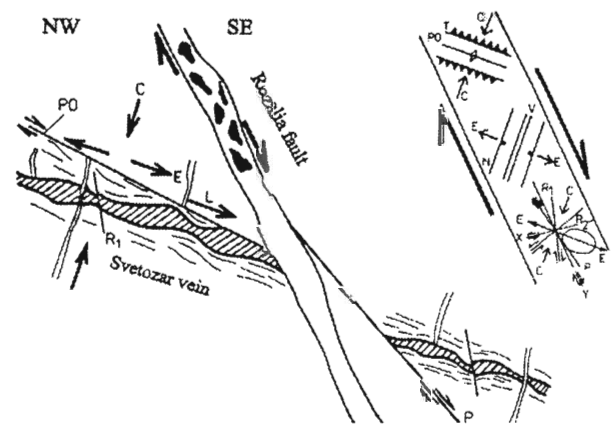
Tenšie, 20 - 40 cm hrubé systémy žilných štruktúr podobné žile Svetozár zachytil vrt BLI-17 v jej nadloží. V dobývacom priestore HR-6, ktorý je 20 m v nadloží žily Svetozár, sa ťažila podobná žilná štruktúra (S4) s maximálnou hrúbkou do 1 m. Banské práce roku 1994 odkryli takéto systémy žilných štruktúr aj v jv. časti v nadloží žily Rozália.

Posuny a prešmyky zlomových štruktúr smeru SV-JZ sa priamo v žile Svetozár nezistili, a preto predpokladáme, že sú najstaršie. Žilu Svetozár však porušujú zlomy mladších deformačných štádií, ktorých vývoj súvisel s formovaním epitermálnej mineralizácie.

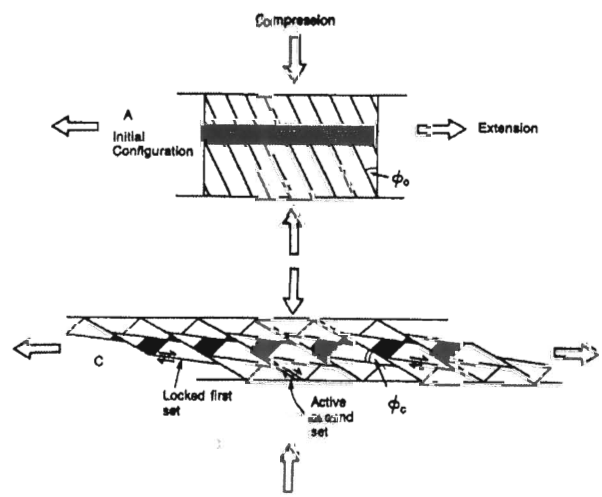
Deformačné štádium D2

Paleonapäťové pole PNP-II vykazuje oproti paleonapäťovému poľu PNP-I (obr. 3b) reorientáciu. Takéto podmienky spôsobili vznik poklesových štruktúr na starších reaktivizovaných zlomoch, ktoré v priestore žily Svetozár vznikli v deformačnom štádiu D1. Extenzná zložka smeru SZ-JV generovala aj konjugované zlomy smeru SSV až SV a strmo sklonené na JV a SZ, ktoré boli charakteristické pre grabenové a hrastové štruktúry.

Najvýznamnejšou zlomovou štruktúrou rudného poľa sa stala žila Rozália so smerom na SSV-JJZ, ktorá reprezentuje hlavnú plochu strižnej, zlomovej zóny. Dosah vzniku strižných plôch, ktoré sa formovali v zlomovej zóne v priebehu jednoduchého strihu (obr. 5), je širší a zahŕňa aj oblasť žily Svetozár, ktorá bola modifikovaná.

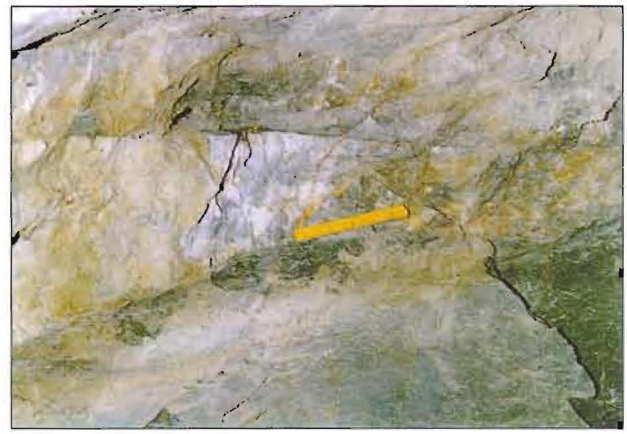


Obr. 5. Predpokladané a vypočítané pole napätia pri dezintegrácii žily Svetozár.
Fig. 5. Assumed and calculated stress field upon disintegration of the Svetozár vein.



Obr. 6. Modifikovaný blokový model s kritickým uhlom ϕ_c ukazuje nový puklinový systém prispôsobujúci sa blokovej rotácii (podľa Nura et al., 1989).
Fig. 6. Modified block model with critical angle ϕ_c shows new fracture system adapted to block rotation (according to Nur et al., 1989).

Obr. 7. Tektonické brekcie v podložnej časti žily Svetozár tmelené mladšou epitermálnou Au polymetalickou mineralizáciou.
Fig. 7. Tectonic breccias in the footwall of the Svetozár vein are impregnated by later epithermal precious-and base metal mineralization.



Obr. 8. Morfoštruktúrne tvary žilného systému Svetozár sú často zastúpené vyklinením kremeňovo-drahokovovej mineralizácie. Štruktúrny blok P2.
Fig. 8. Morphostructural forms of the Svetozár vein system are often represented by pinch-outs of quartz-precious metal mineralization. Structural block P2.

Obr. 9. Morfológia kremeňovej žily v štruktúrnom bloku P2, žilný systém Svetozár, 14. obzor, baňa Rozália.
Fig. 9. Morphology of the quartz vein in the structural block P2, the Svetozár vein system, 14th level, Rozália mine.

Obr. 10. Vyhojenie priestorov po dezintegrácii mezotermálnej mineralizácie žily Svetozár mladšou epitermálnou mineralizáciou.
Fig. 10. Healing of space after disintegration of mezothermal mineralization of the Svetozár vein by the later epithermal mineralization.

Konjugované zlomové systémy prispeli k porušeniu výplne žily Svetozár a orientácia kompresnej a extenznej zložky vyvolala jej blokový rozpad. Vznikli v nej nové systémy strižných štruktúr, ktoré výplň žily Svetozár dezintegrovali (obr. 6).

Intražilnú textúru výplne žily Svetozár charakterizujú tektonické brekcie, najmä v podložnej časti žily (obr. 7), tvary vyklinenia (obr. 8) a asymetrické budiny (obr. 9) primárnej mezotermálnej zlato-(karbonátovo-)kremeňovej mineralizácie. Indikuje to pretvorenie žily v prostredí s rastom duktilného stavu a využitie všetkých štruktúr vzniknutých pri modifikácii žily Svetozár v štádiu krehkého porušenia.

Kremeňová výplň žily sa pravdepodobne zmäkčovala pôsobením deformačného ohrievania na trecích plochách výplne (White, 1980; Brun a Cobold, 1980). Tak sa celková geometria strižnej štruktúry môže meniť iba mierne, pretože syntektonické premeny podmieňuje hlavne difúzia (Poirier et al., 1979). Keďže počiatočný stupeň pretvárania prostredia je počas difúzie vysoký, môže lokálne vyvolať aj jeho zvýšenú duktilitu.

Neskôr generované fluidá, z ktorých sa vylúčila epitermálna drahokovovo-polymetalická mineralizácia, boli zrejme aktívne v otvorenom systéme. Migrácia fluid inhomogénnym prostredím (obr. 10) a interakcia fluidá - okolité horniny - staršia žilná výplň

Obr. 11. Náčrt pretvorenia kremeňovej výplne žily Svetozár na budiny asymetrického tvaru.
Fig. 11. Sketch of deformation of quartz filling of the Svetozár vein to boudins with asymmetric shape.

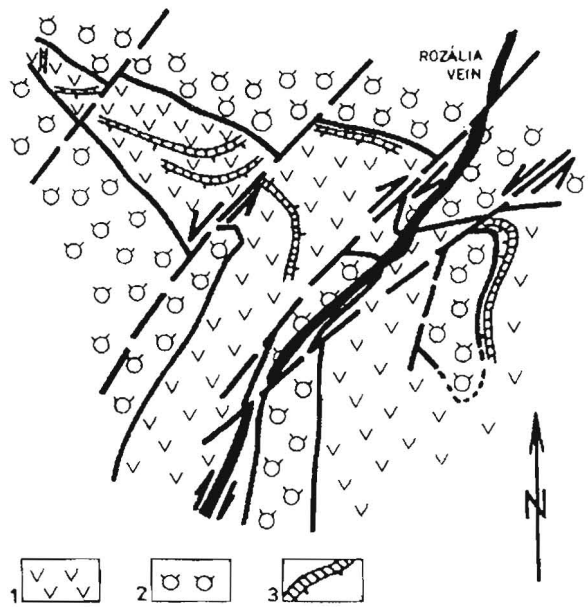
preteplili prostredie, zvýšili jeho duktilitu a dokončili premenu výplne žily Svetozár na asymetrické budiny (obr. 11 a 12).

Sumárny kontúrový tektonogram pólov žily Svetozár (obr. 13) demonštruje prednostnú tautozonálnosť reprezentovanú π-osou, ktorá potvrdzuje vznik prizlomovej ohybovej deformácie pri styku dvoch štruktúrnych blokov (obr. 14). Zakrivenie žily naznačuje semiduktilné podmienky pri vývoji medziblokových posunov.

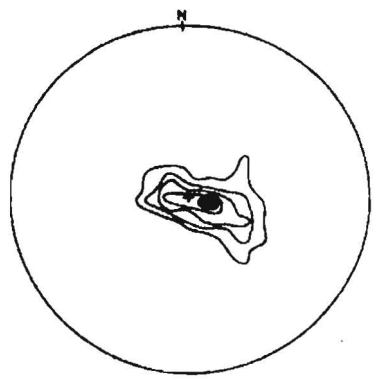
Konjugované zlomové systémy sa zároveň stali aj významnými štruktúrami najmä v nadloží, ale aj v podloží žily Svetozár. Rudné pole vo vzdialenosti 15 - 25 m pravidelne porušujú štruktúry, z ktorých časť orientáciou a mineralizáciou pripomína žilu Rozália (obr. 15 - 16). Ich smer je SSV - JJZ a priemerný sklon 70° na JV. Hrúbka týchto mineralizovaných štruktúr je 10 - 40 cm a vypĺňa ich drahokovovo-polymetalická mineralizácia. Analýza drahokovovej mineralizácie ukázala, že je najbohatšia v blízkosti týchto štruktúr (Šály, 1992). Sú to najperspektívnejšie štruktúry s drahokovovou mineralizáciou, v ktorých je zvyčajne nadpriemerný obsah Au.

Obr. 12. Modifikovaná kremeňovo-drahokovová žila subparalelná s podložnou časťou žily Svetozár, 14. obzor, baňa Rozália.
Fig. 12. Modified quartz-precious metal vein subparallel with footwall part of the Svetozár vein, 14th level, Rozália mine.

Obr. 13. Tautozonálnosť kontúrového pólového tektonogramu žily Svetozár vyznačuje konštrukčnú B-os ohybu žily ($\pi\Sigma^{žila} = L^k$).
Fig. 13. Tautozoning of contoured pole tectonogram of the Svetozár vein shows constructive B-axis of vein flexion ($\pi\Sigma^{veio} = L^k$).



Obr. 14. Členenie kvázihomogénnych štruktúrnych blokov žilného systému Svetozár. 1 - pyroxenický andezit, 2 - kremeňovo-dioritový porfýr, 3 - žila Svetozár.
Fig. 14. Differentiation of the homogeneous structural blocks of the Svetozár vein system. 1 - pyroxenic andesite, 2 - quartz diorite porphyry, 3 - Svetozár vein.



Obr. 15. Konjugovany systém zlomov v rudnom poli. Počet meraní 79, izolínie 9-7-5-2 %.
Fig. 15. Conjugate system of faults in the ore field. Number of measurements 79, contours 9-7-5-2 %.

Deformačné štádium D3

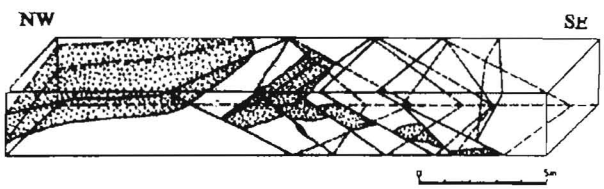
Deformačné štádium D3 reprezentuje systém posunov a poklesov smeru SV-JZ (obr. 17), ktoré sa vyvinuli v paleonapäťovom poli PNP-III (obr. 3c). Kompresná zložka napätia je subvertikálna, a preto najdôležitejším deformačným faktorom bol tlak nadložných hornín pri poklesávaní vulkanického komplexu.

Subparalelné poruchy rozčlenili priestor žily Svetozár do niekoľkých navzájom posunutých blokov. Dĺžka

Obr. 16. Polymetalická mineralizácia systému žíl subparalelných so žilou Rozália.
Fig. 16. Base metal mineralization of the vein system subparallel to the Rozália vein.

Obr. 18. Strmé extenzné štruktúry smeru S-J sú mineralizované strednokryštalickým a hrubokryštalickým kalcitom.
Fig. 18. Steep dipping S-J extensional structures are mineralized by the fine-and coarse-crystalline calcite.

a amplitúda pohybov bola niekoľko metrov až niekoľko desiatok metrov (obr. 14). Keďže rudné pole už prešlo relatívne pestrým tektonickým vývojom, ako výsledok uvoľňovania napätia v tomto štádiu sa reaktivovali a využili staršie štruktúry, ktoré sa vyvinuli v deformačnom štádiu D2. Zlomové plochy nie sú výrazne mineralizované, iba miestami sú potiahnuté vrstvičkami, syntektonicky vyťahovaných karbonátov.



Obr. 17. Rozblokovanie a pootočenie žily Svetozár (bodkované) poklesovými zlomami.
Fig. 17. Block disintegration and rotation of the Svetozár vein (stippled) by downslip faults.

Deformačné štádium D4

V závere tektonického vývoja rudného poľa nastalo paleonapäťové pole PNP-IV (obr. 3d). Pri extenzii smeru V-Z vznikli v celom rudnom poli poklesové zlomy a otvorené extenzné pukliny smeru SSZ-JJV. Šírka puklín je od niekoľkých mm do 20 - 30 cm. Drúzy kalcitu a barytu v nich bývajú často kompletne obalené úlomkami hornín (obr. 18).

Textúra výplne mineralizovaných štruktúr

Textúra výplne mineralizovanej žilnej štruktúry S3 a S4 a hlavného žilného systému Svetozár a Rozália v študovanej časti v úrovni 14. obzoru bane Rozália dokumentuje postupné uplatnenie sa mineralizačných a deformačných udalostí. Pestrú textúru žilnej výplne tvoria (ne)rudné minerály a fragmenty premenených okolitých hornín. Variabilný podiel a charakter usporiadania týchto zložiek determinujú celkovú stavbu výplne žíl, ktorú charakterizuje „zmes" niekoľkých, najmenej dvoch textúr. V žilnom systéme Svetozár je najčastejšia brekciovitá (kokardová) masívna, vtrúsená (a)symetricky páskovaná hrubozrnná-jemnozrnná textúra. V mineralizovanej štruktúre S3 a S4, ako aj v žile Rozália sa zistila brekciovitá vtrúsená, hrubozrnná a menej masívna textúra. Niektoré druhy textúry výplne mineralizovaných štruktúr ilustruje obr. 19a - d, 20a - d.

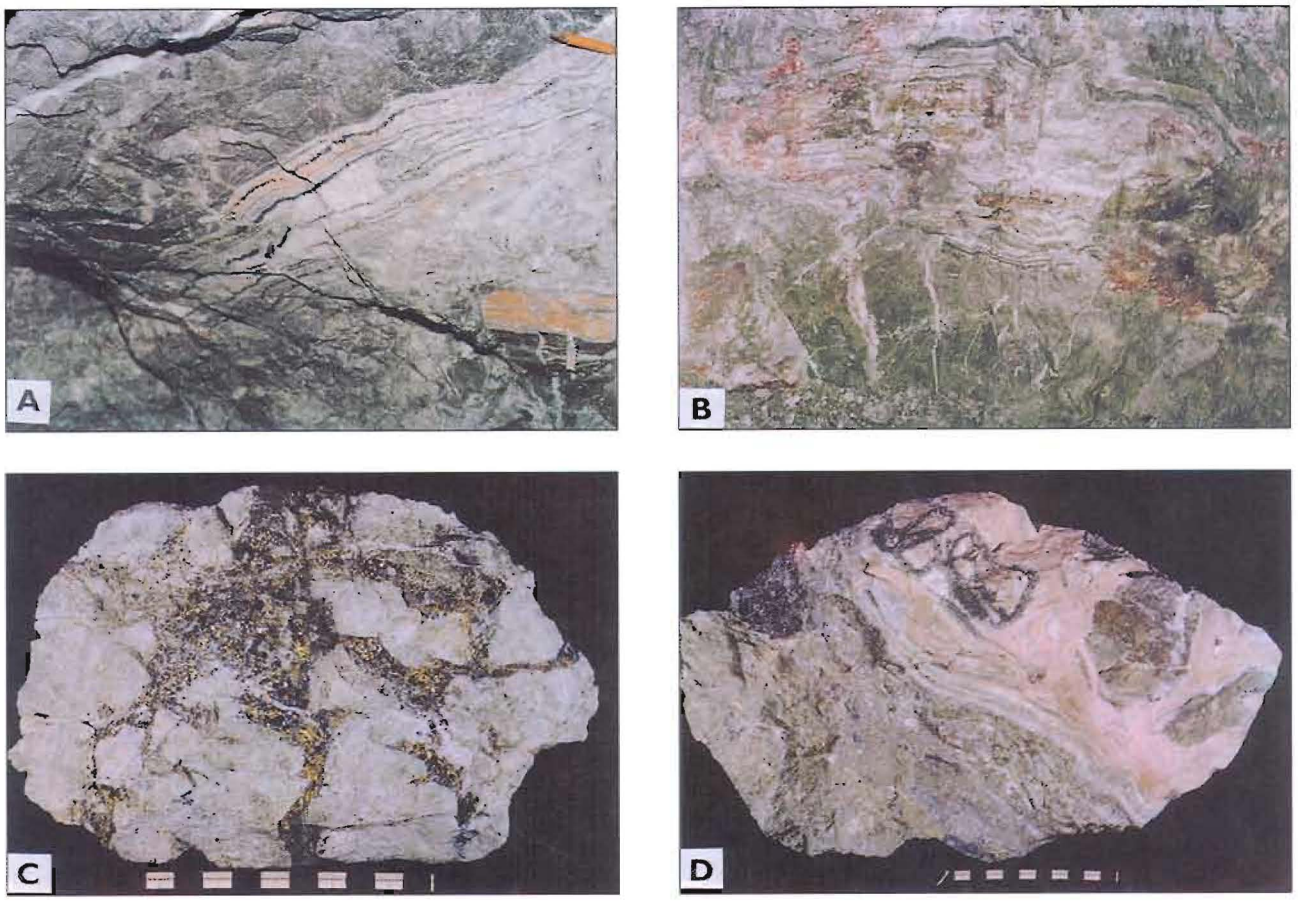
Nerudná minerálna výplň žilných štruktúr

Nerudnú minerálnu výplň hlavného žilného systému Svetozár, resp. Rozália, ako aj žilnej štruktúry S3 a S4 reprezentuje prevládajúci kremeň, v menšej miere karbonáty, živec (adulár), ílové minerály, ametyst a baryt. Ich obsah vo všetkých žilách varíruje. Celkove je najvyššia koncentrácia kremeňa v žilnom systéme Svetozár. Obsah a distribúcia nerudných minerálov závisia od rozsahu zlomových systémov. Vzájomné mikroštruktúrne vzťahy typov (generácií) kremeňa, karbonátov a ostatných nerudných minerálov celkove indikujú viacnásobné formovanie sa žilnej výplne.

Variety kremeňa a asociácie

V hlavnom žilnom systéme Svetozár a v žilnej štruktúre S3 a S4, resp. v študovanej časti žily Rozália (Q4 až Q8) sa identifikovali takéto typy kremeňa: (1) hrebeňový *(comb)* masívny (Q1), (2) biely (hrubý) hrubozrnný *(buck-bull)* (Q2), (3) páskovaný *(ribbon)* (Q3), (4) svetlosivý jemnozrnný (Q4), (5) mliečnobiely jemnozrnný až hrubozrnný (Q5), (6) priehľadný kryštalický (Q6), (7) cukrový jemnozrnný (Q7), (8) priezračný ametystový-chalcedónový jemnozrnný až kryštalický (Q8).

Výraznejšie rozdiely v obsahu typov kremeňa sú v rámci hlavných žilných systémov Svetozár a Rozália. Kremeň Q1 až Q3 sa v žile Rozália vôbec nevyskytuje. Všet-



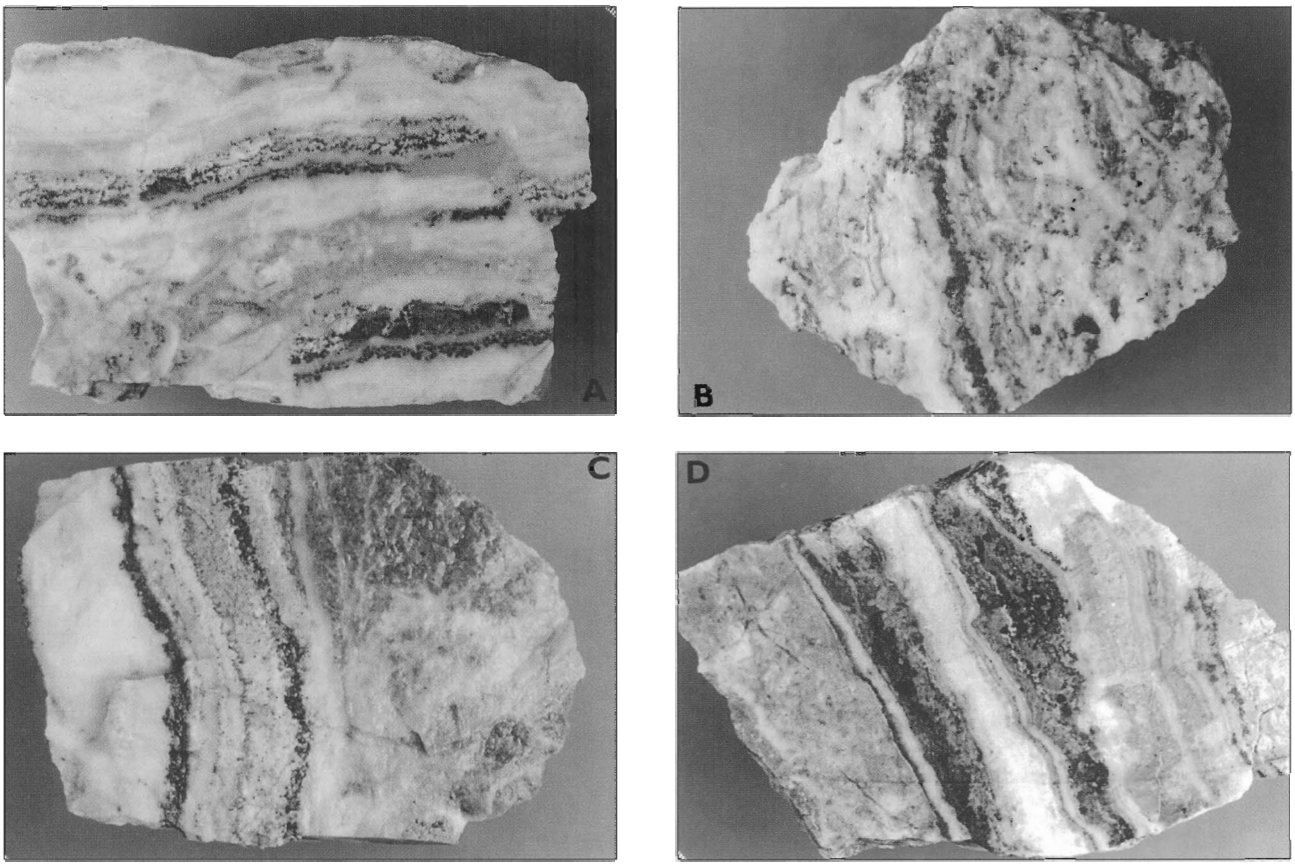
Obr. 19. A - B - zložitý vývoj žilného systému Svetozár dokumentuje nielen jeho morfológia, ale aj variácie v zložení a textúre žilnej výplne (a - symetricky páskovaná a brekciovitá) s najstaršou generáciou kremeňa Q1 až Q3; C - brekciovitá textúra, fragmenty staršieho hrebeňového kremeňa Q1 sú tmelené polymetalickými sulfidmi staršej epitermálnej mineralizácie; D - brekciovitú textúru, horninové fragmenty a mineralizované fragmenty žilnej výplne tmelí rodonit s rodochrozitom, žila Svetozár, 14. obzor, baňa Rozália.
Fig. 19. A - B - complex evolution of the Svetozár vein system represents not only morphology, but also variations in composition and structure of the vein filling (a - asymmetricly banded and brecciated) with latest quartz generations - Q1 to Q3; C - brecciated structure, fragments of earlier comb quartz Q1 are impregnated by polymetallic sulphides of earlier epithermal mineralization; D - brecciated structure, rock and mineralized fragments of the vein filling are impregnated by rhodonote and rhodochrosite, Svetozár vein, 14th level, Rozália mine.

ky typy kremeňa sa v jednej žile nikde nespozorovali (ani v žilnom systéme Svetozár) a v rámci typov sú rozdiely v zrnitosti. Typy kremeňa (aj s karbonátmi) sa vzájomne metasomaticky zatláčajú, prerastajú, tvoria výplň dutín a siete rozlične hrubých fraktúr, ktoré sa pretínajú, viaceré sú súčasťou pestrých kremeňových brekcií, staršie generácie sú intenzívne drvené, porézne a vylúhované.

Hrebeňový kremeň Q1 (dominantný), biely hrubý kremeň Q2 (s lastúrnatým lomom je jalový, dopraskaný a obsahuje mnoho dutiniek) a páskovaný kremeň Q3 (v nižšom podiele) reprezentujú už takmer reliktnú výplň mezotermálnej drahokovovej mineralizácie v žilnom systéme Svetozár (obr. 19a, b, c, 20b, c, d). Najzachovanejšie sú vo fragmentoch brekcií, ktoré sú súčasťou asymetrických budín. Kremeň Q1 a Q2 tvorí tiež fragmenty brekcií žilnej štruktúry S3 a S4, resp. vypĺňa niekoľko cm mocné žilky v okolitom pyroxenickom andezite. Kremeň Q1 až Q3 sa navzájom metasomaticky zatláčajú. V interstíciách idiomorfných až hypidiomorfných kryštálov kremeňa Q1 sa zistili 3 - 10 μm veľké zrná vysoko rýdzeho Au.

Páskovaný strednozrnitý biely vylúhovaný kremeň Q3 tvorí do 3 cm hrubé pruhy striedajúce sa s 2 - 3 mm hrubými tmavými pruhmi. V tmavých pruhoch sú ílové minerály, chlorit, karbonáty, ojedinele v nízkom obsahu aj pyrit, sfalerit a rýdze Au. Striedajúce sa pruhy tvoria maximálne 50 cm hrubé pásy, ktoré sa vyskytujú v podloží žilného systému Svetozár (obr. 19b).

Kremeň typu Q4-Q5 a Q6-Q8 sa vylučoval pri formovaní sa staršej a mladšej epitermálnej drahokovovo-polymetalickej mineralizácie. Svetlosivý až tmavý kremeň Q4 je vo všetkých žilných štruktúrach a je hlavným koncentrátorom staršej epitermálnej drahokovovo-polymetalickej mineralizácie. Vo vyššom obsahu je hlavne v okolí priečnych zlomových štruktúr smeru SV-JZ. Veľmi často sa vyskytuje v pásikoch hrubých do 20 cm, a to hlavne v úsekoch žilného systému Svetozár, kde je vysoká koncentrácia zrudnenia (obr. 20a - c). V 1 m dlhých pásikoch sa striedajú tenké pruhy svetlosivého až tmavého jemnozrnného kremeňa (G-DQ + Min) s vyššou koncentráciou staršej a mladšej naloženej epitermál-



Obr. 20. V krátkom úseku výplne žilného systému Svetozár je niekoľko textúr: A - asymetricky páskovaná, brekciovitá a masívna, fragmenty staršej drahokovovo-polymetalickej mineralizácie v svetlosivom kremeni s páskovanou textúrou, resp. aj s fragmentom rodochrozitu tmelí mliečnobiely kremeň (zbrekciovatený) a priehľadný kryštalický kremeň s mladšou vtrúsenou mineralizáciou; B - brekciovitá, vtrúsená a páskovaná; C - asymetricky páskovaná a masívna; D - symetricky páskovaná a brekciovitá, v ľavej časti je intenzívne metasomaticky zatláčaný kremeň Q1; žila Svetozár, 14. obzor, baňa Rozália.

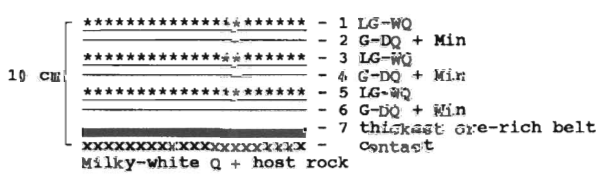
Fig. 20. In the short part of vein filling of the Svetozár vein system there are several types of the structures: A - asymmetricly banded, brecciated and massive; fragments of the earlier precious-and base metal mineralization in the light grey quartz with banded structure, and also with fragments of rhodochrosite are impregnated by milky white quartz (brecciated) and transparent crystalline quartz with later disseminated mineralization; B - brecciated, disseminated and banded; C - asymmetricly, banded and massive; D - symmetricly banded and brecciated, in the left part there is an intensive replacement of quartz of Q1; Svetozár vein, 14th level, Rozália mine.

nej drahokovovo-polymetalickej mineralizácie s varietami bieleho jemnozrnného kremeňa (LG-WQ) a s ílovými minerálmi (obr. 20a, 21).

V žilnom systéme Svetozár sú časté pásiky, v ktorých sa (a) symetricky striedajú tenké pruhy kremeňa Q4 s pruhmi hrubozrnného až kryštalického Mn karbonátu (rodochrozitu) a silikátu (rodonitu; obr. 20c). V rodochrozite sú pruhy s vtrúsenou drahokovovo-polymetalickou mineralizáciou. Pásiky so zrudneným rodochrozitom sú pomerne časté v žilnej výplni ako fragmenty (obr. 19a, 20d). Fragmenty čistého rodonitu (bez mineralizácie) dosť často uzatvára mliečnobiely kremeň Q5, resp. rodonit tmelí fragmenty hornín a žilnej výplne epitermálnou drahokovovo-polymetalickou mineralizáciou (obr. 19d).

Mliečnobiely kremeň Q5 je v pomerne vysokom podiele vo všetkých hrubších žilných štruktúrach a zvyčajne v nich tvorí aj väčšie akumulácie. Intenzívne metasomaticky zatláča staršie generácie kremeňa alebo tmelí ich fragmenty. V kremeni Q5 je vtrúsená mladšia drahokovovo-polymetalická mineralizácia, ktorá miestami tvorí bohatšie akumulácie (elektrum).

Mladšie generácie kremeňa - priehľadný kryštalický Q6,



Obr. 21. Náčrt časti páskovanej žilnej výplne; tenké pruhy svetlosivého až tmavého kremeňa (G-DQ + Min) s vysokou koncentráciou staršej ± „naloženej" mladšej epitermálnej drahokovovo-polymetalickej mineralizácie striedajúce sa s varietami bieleho vylúhovaného jemnozrnného jalového kremeňa s ílovými minerálmi (LG-WQ).

Fig. 21. Sketch of the banded vein filling; thin bands of light grey to dark quartz (G-DQ + Min) with high-grade earlier ± "later" epithermal precious-and base metal mineralization alternate with various kind of white leached fine-grained barren quartz with clay minerals (LG-WQ).

cukrový jemnozrnný Q7 a priezračný ametystový - chalcedónový jemnozrnný až kryštalický Q8 - sú tiež vo väčšom podiele v mocnejších žilných štruktúrach. Kremeň Q6 často tvorí matrix brekcií. Jemnozrnnejšie variety kremeňa Q6 miestami obsahujú veľmi bohatú akumuláciu Au (elektrum). Kremeň Q7 a Q8 sa vyskytuje v mladých zlomoch hrubých do 5 cm, ktoré v nepravidelnej sieti v žilnom systéme Svetozár, žilnej štruktúry S3 a S4, resp. aj žily Rozália pretínajú kremeňovú výplň zloženú zo starších generácií. Z hľadiska koncentrácie mladšej drahokovovo-polymetalickej mineralizácie je takýto kremeň bezvýznamný a je v ňom iba akcesorický galenit.

Karbonáty

Karbonáty (siderit, dolomit, rodochrozit, Mn kalcit, kalcit a ankerit) sú druhou podstatnou nerudnou zložkou výplne najmä v žilnom systéme Svetozár, žilnej štruktúry S3 a S4 a v menšej miere žily Rozália. Metasomatické zatláčanie, vylúhovanie a variácie v zložení karbonátov v krátkych úsekoch žíl sťažujú nielen ich presnú identifikáciu, ale aj určenie distribúcie a celkového podielu vo výplni žíl.

Pre karbonáty v žilných štruktúrach je charakteristický: (1) výskyt viacerých generácií, (2) časté variácie v zložení Ca-Mg kalcit - dolomit, Ca-Mg-Fe dolomit - ankerit, dolomit - magnezit a Mg-Fe magnezit - siderit, (3) prítomnosť vyššie-termálnych typov karbonátov v staršej mezotermálnej drahokovovej mineralizácii hlavného žilného systému Svetozár (údaje z fluidných inklúzií z Fe dolomitu a sideritu indikujú Th > 350 °C, maximálne 395 °C, v priemere 350 °C), (4) lokálny výskyt bohatších akumulácií rodochrozitu (s vtrúsenou staršou epitermálnou drahokovovo-polymetalickou mineralizáciou) spolu s Mn silikátom (rodonitom) v žilnom systéme Svetozár a (5) celkove nižšiu akumuláciu karbonátov v žile Rozália.

Staršie generácie sideritu, dolomitu a kalcitu sa vyskytujú hlavne v asymetrických budinách žilného systému Svetozár. Charakterizujú ich variácie v obsahu Ca, Fe, Mg a Mn, zatláčanie a prerastanie sa s kremeňom Q1-Q3. V interstíciách hypidiomorfných až idiomorfných kryštálov kremeňa Q1 a klencov Fe dolomitu sú v skupinkách submikroskopické zlatinky vysokej rýdzosti (Au I a II). Vylučovanie mladšej generácie karbonátov súviselo s formovaním sa mladšej epitermálnej drahokovovo-polymetalickej mineralizácie. Kryštalizácia kalcitu, ankeritu a barytu koinciduje s neskoršími tektonickými udalosťami.

Kým v žilnom systéme Svetozár celkove prevládajú Fe > Ca-Mg a Mn karbonáty, v žile Rozália dominujú Fe-Ca karbonáty a v nižšom podiele sú Ca-Mg a Mn karbonáty (celkove zastúpenie karbonátov je nízke). Siderit, Mn kalcit a ankerit sa vyskytujú v tenších žilkách s nízkou mineralizáciou. Lokálne je viac karbonátov v zbrekciovatenej výplni žily Rozália.

Ostatné nerudné zložky - adulár, ílové minerály a chlorit - majú v porovnaní s kremeňom a karbonátmi vo všetkých študovaných žilných štruktúrach podstatne nižšie zastúpenie. Adulár (rombický a tabuľkovitý) je veľmi rozšírený vo všetkých žilných štruktúrach, ako aj v úzkych zónach alterovaných okolitých hornín. V najvyššom obsahu je v úsekoch žíl s vyššou koncentráciou epitermálnej drahokovovo-polymetalickej mineralizácie. Ílové minerály a chlorit sú vo všetkých žilných štruktúrach v dutinách karbonátovo-kremeňovej výplne, v kremeňovom matrixe brekcií, ale najmä vo vrstvičkách alterovaných hornín uzatvorených v kremeňovej výplni. Obsah ílových minerálov a chloritu v hlavnom žilnom systéme Svetozár a v žilnej štruktúre S3 a S4 je vyšší ako v žile Rozália.

Litológia premien vo vzťahu k zrudneniu

Výskum premien sa v úrovni 14. obzoru bane Rozália sústredil najmä na hlavný žilný systém Svetozár, mineralizovanú štruktúru S3 a S4, ako aj na úseky sprístupnené v severnej časti hlavného žilného systému Rozália priamo pri výskume (v banských dielach vyrazených dávnejšie je už hrubá vrstva zvetraných hornín). Najmä z tohto aspektu sa o premenách aj uvažuje. Celkove je charakter premien v žilných systémoch a štruktúrach odlišný. Rozdiely vyplývajú z ich osobitostí, hlavne zo štruktúrno-geologických pomerov a charakteru mineralizácie.

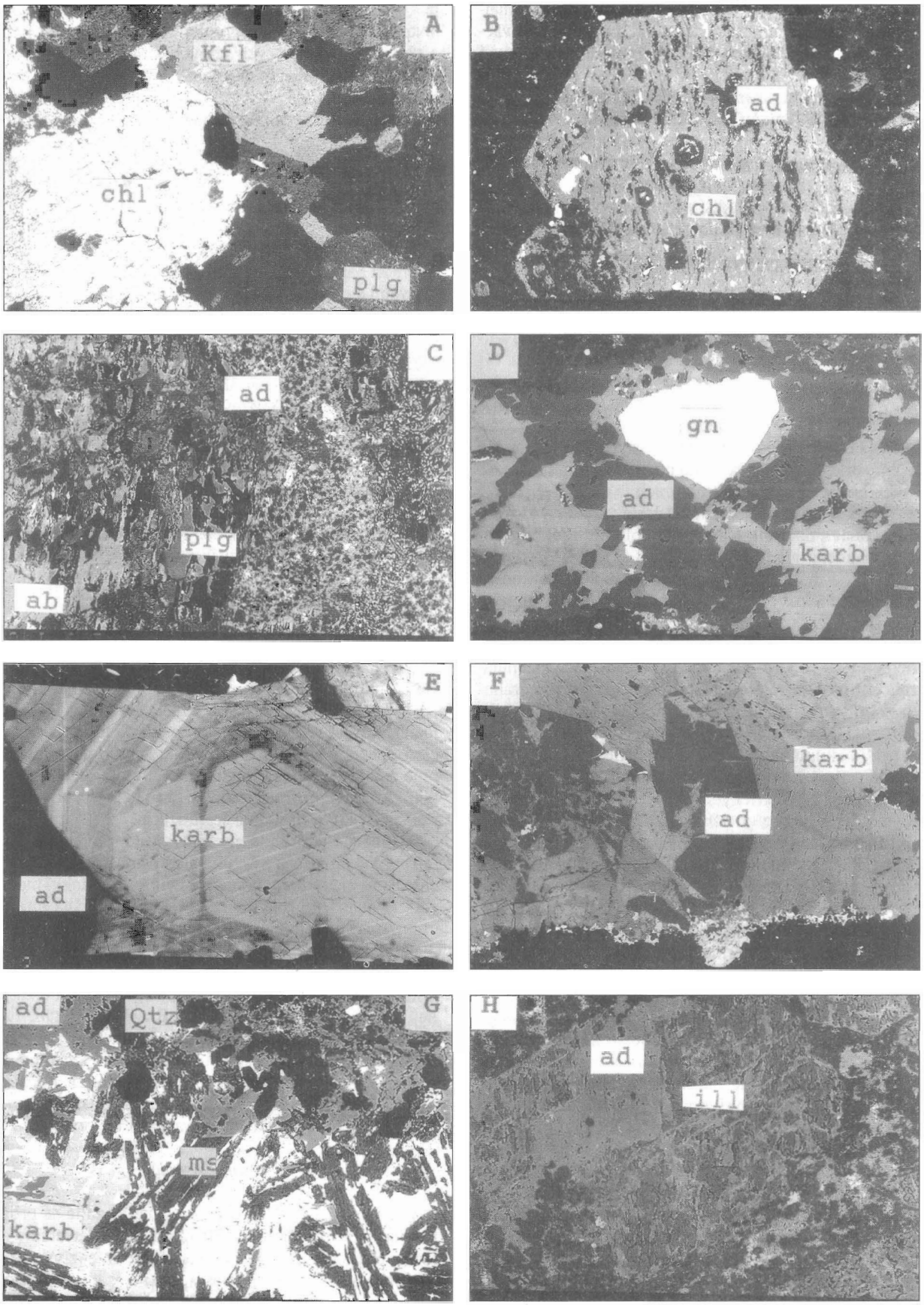
V úrovni 14. obzoru bane Rozália sa uplatnili premeny: (1) areálneho rozšírenia a okoložilné, (2) predrudné a koexistujúce s hlavnými mineralizačnými udalosťami, (3) vysokoteplotné a nižšieteplotné. V tomto zmysle sa v študovanej oblasti identifikovala propylitizácia, K silikátová alterácia, sericitizácia a intermediárna argilitizácia (označenie podľa Meyera a Hemleyho, 1967).

Všetky typy premien - okrem vysokoteplotnej K silikátovej alterácie - sú vyvinuté v hlavnom žilnom systéme Svetozár. Nižšieteplotné subfácie K silikátovej alterácie až intermediárnej argilitizácie sú aj v žilnej štruktúre S3 a S4. V sledovanej časti žilného systému Rozália sa identifikovala nižšieteplotná premena K silikátovej subfácie (typ kremeňovo-mangánovo-kalcitovo-adulárovej výplne žiliek; systém zahŕňa bežné typy premien, ako je silicifikácia, chloritizácia, adularizácia, karbonatizácia), sericitizácia a intermediárna argilitizácia.

Všeobecne je pre hlavný žilný systém Svetozár, mineralizovanú štruktúru S3, S4 a sledovanú časť žily Rozália charakteristický nerovnomerný vývoj - rozdielna mocnosť zón, asymetrické zonálne usporiadanie, odlišná intenzita, intenzívne zatláčanie a „zastieranie" starších premien mladšími, resp. čiastočné prekrývanie intervalu uplatnenia sa mladších premien (obr. 25). Chemické zloženie alterovaných hornín z okolia žilného systému Svetozár, žilnej štruktúry S3 a S4 a žily Rozália ilustruje tab. 1. Reprezentatívne analýzy sekundárnych minerálov sú v tab. 2 a semikvantitatívne zastúpenie sekundárnych minerálov v žilnej výplni a v okolitých alterovaných horninách v tab. 3. Vzájomné vzťahy v asociácii sekundárnych minerálov sú dokumentované fotografiami a grafmi v obr. 22 až 24.

Propylitizácia

V študovanej časti 14. obzoru bane Rozália sa propylitizácia lokalizovala len v hlavnom žilnom systéme Svetozár. Najlepšie zachovaná a pomerne intenzívna je propylitizácia v pyroxenickom andezite v úseku prekopu,


A
Kfl
chl
plg
B
ad
chl
C
ad
plg
ab
D
gn
ad
karb
E
karb
ad
F
karb
ad
ad
Qtz
G
ms
karb
H
ad
ill

Tab. 1
Silikátové analýzy vybraných vzoriek z vrtu BLI-6, HRM-24, žilnej štruktúry S4 a žilného systému Svetozár, 14. obzor, baňa Rozália, Banská Hodruša
Chemical analyses of selected samples from the drill hole BLI-6 and HRM-24, vein structure S4, Svetozár vein system, 14th level, Rozália mine, Banská Hodruša

	BLI-6 523,3 GDP+	BLI-6 531,5 GDP+	BLI-6 548,3 KDP+	HRM-24 118 m GD++	HRM-24 121 m GDP++	S-4/A AND++	S-4/1 AND++	S-4/2 AND++	S-4/3 AND++
ΣFe_2O_3	5.23	3.96	4.14	8.66	9.42	3.29	4.95	5.14	4.39
MnO	0.53	0.23	0.66	0.52	0.47	0.09	0.07	0.20	0.13
TiO_2	0.53	0.43	0.43	0.75	0.81	0.50	0.58	0.16	0.44
CaO	0.70	2.27	4.62	0.84	4.33	5.55	3.09	8.91	2.70
K_2O	9.28	8.26	8.07	6.34	2.27	5.37	4.27	0.56	4.32
SiO_2	62.09	63.77	59.44	55.39	57.05	58.05	67.75	63.20	68.68
Al_2O_3	15.22	14.65	15.54	19.13	15.33	17.17	12.73	15.02	12.81
MgO	2.12	1.36	1.43	2.41	3.36	2.00	1.28	1.73	1.76
Na_2O	0.56	0.76	1.26	1.56	2.67	0.49	0.72	0.33	0.60
s. suš.	0.34	0.90	0.29	0.62	0.31	0.90	0.44	0.29	0.49
s. žíh.	3.30	3.31	4.49	3.79	3.71	6.58	4.09	4.10	3.64
Total	99.89	99.91	100.37	100.01	99.73	100.01	99.97	99.64	99.96

GDP - granodioritový porfýr, KDP - kremeňovo-dioritový porfýr, GD - granodiorit, AND - pyroxenický andezit, + - horninové typy (podľa Gavoru, 1988), ++ - horninové typy (podľa Maťa a Bebeja, 1994)
GDP - granodiorite porphyry, KDP - quartz-diorite porphyry, GD - granodiorite, AND - pyroxenic andesite, + - rock types (according to Gavora, 1988), ++ - rock types (according to Maťo and Bebej, 1994)

ktorý vo vzdialenosti okolo 170 m smerom na JJZ od žilného systému Svetozár preniká okrajovým pásmom (OKR). V kremeňovo-dioritovom porfýre, cez ktorý prekop tiež prechádza, sa propylitizácia uplatnila v nízkej intenzite a smerom bližšie do nadložia žilného systému Svetozár v pyroxenickom andezite (v úpadnici U2 a U3, vzdialenosť okolo 20 a 50 m) ju už výrazne zatláčajú ostatné premeny. Minerálnu asociáciu propylitizácie tvorí albit - chlorit - illit - kalcit ± epidot a pyrit (vo veľmi nízkom obsahu, resp. chýba).

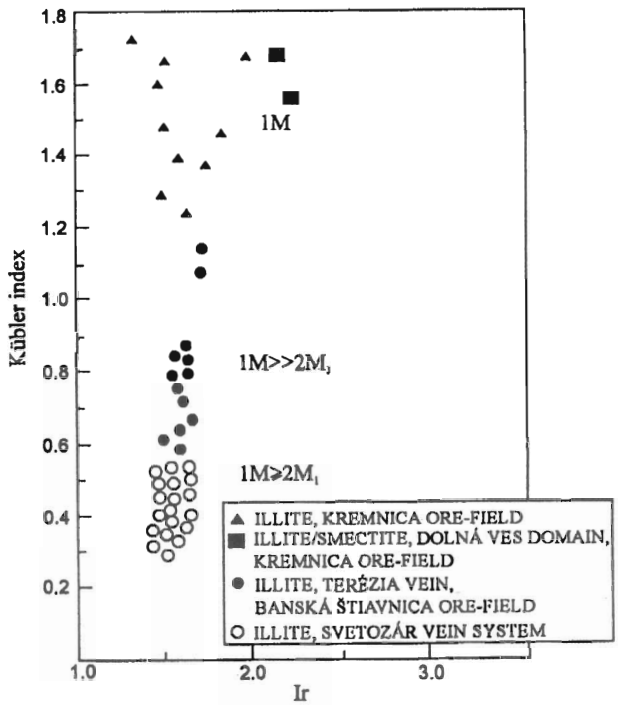
Zistená propylitizácia sa považuje za výsledok autometasomatického procesu, ktorý nastal pri konsolidácii vulkanického komplexu. Vo vzťahu k mineralizačným udalostiam, iniciálnemu štádiu formovania sa mezotermál-

Tab. 2
Reprezentatívne mikrosondové analýzy a štruktúrne vzorce reliktného plagioklasu a vybraných sekundárnych/alteračných minerálov zo žilného systému Svetozár, 14. obzor, baňa Rozália, Banská Hodruša
Electron microprobe analyses and structural formulas of remnant plagioklase and selected secondary/alteration minerals from the Svetozár vein systems, 14th level, Rozália mine, Banská Hodruša

Sample No.	BLI-6 531,5 3-1	BLI-6 531,5 3-2	HRM-24 118/3-1	S-4/A 5-2	BLI-6 523,3 2-1	BLI-6 523,3 2-5	BLI-6 531,5 4-1
Miner.	Plg	Ab	Kfl	Ad	Ms	Ms	I
SiO_2	56.36	67.54	64.23	64.54	50.75	50.93	50.08
TiO_2	0.00	0.01	0.03	0.01	0.03	0.07	0.19
Al_2O_3	27.66	20.04	18.75	18.47	31.24	28.84	25.58
Cr_2O_3	0.07	0.00	0.54	0.00	0.00	0.00	0.14
FeO	0.18	0.06	0.06	0.02	4.27	5.06	5.41
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.15	0.13
MgO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.94	0.91	1.49
CaO	9.26	0.48	0.22	0.08	0.20	0.15	0.39
Na_2O	5.94	11.32	2.49	0.30	0.05	0.05	0.03
K_2O	0.32	0.11	13.79	16.39	8.92	9.10	6.21
Total	99.80	99.56	100.10	99.81	96.58	95.26	89.65
Si	2.54	2.97	2.96	2.99	3.33	3.40	2.10
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Al	1.47	1.04	1.02	1.01	2.42	2.27	2.12
Cr	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe	0.01	0.00	0.00	0.00	0.24	0.29	0.31
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.09	0.16
Ca	0.45	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.03
Na	0.52	0.96	0.22	0.03	0.01	0.01	0.01
K	0.02	0.01	0.81	0.97	0.75	0.78	0.56
Ab	0.53	0.97	0.21	0.03	-	-	-
An	0.45	0.02	0.01	0.00	-	-	-
Or	0.02	0.01	0.78	0.97	-	-	-

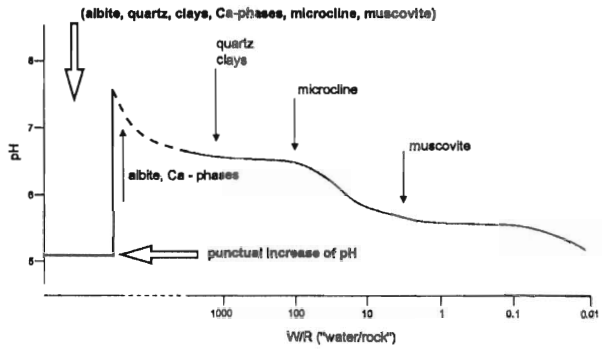
Plg - reliktný plagioklas, Ab - hydrotermálny albit, Kfl - mladšia generácia vysoko termálneho K živca, Ad - adulár, Ms - muskovit, I - illit, + - atómová hmotnosť prepočítaná na 8 O, ++ - atómová hmotnosť prepočítaná na 11 O.
Plg - remnant magmatic plagioclase, Ab - hydrothermal albite, Kfl - earlier, high-temperature alkali feldspar, Ad - adularia, Ms - muscovite, I - illite, + atomic content calculated on the basis of 8 oxygens, ++ atomic content calculated on the basis of 11 oxygens.

◀ Obr. 22. A - propylitizovaný granodiorit, albitizovaný plagioklas (plg) (svetlé odtiene sivej), chloritizované mafické výrastlice (chl), primárny K živec (kfl) je slabo adularizovaný ± illitizovaný, zachovaná primárna štruktúra a relikty horninotvorných minerálov; B - chloritizovaný biotit, poikilitický uzatvárajúci plagioklas úplne zatláčaný adulárom; C - štruktúry zatláčania - plagioklas (An_{45}) zatláča albit (ab) a albit je v smere od okraja výrastlice ďalej zatláčaný adulárom (kfl); D - kremeňovo-dioritový porfýr - detail výplne žilky s intímnymi prerastmi aduláru (kfl) s Mn kalcitom (karb), svetlé zrno je galenit (gn), okolité horniny sú chloritizované a adularizované; E - zonálny karbonát (karb), v ľavej časti je subrombický kryštál aduláru (kfl) s poikilitickými uzavreninami anhedrálneho kremeňa; F - zatláčanie subrombického aduláru (kfl) karbonátmi (karb) s koncentrickou zonalitou; G - vzťah medzi kremeňovo-muskovitovo-karbonátovou a okolitou pervazívne adularizovanou (Kfl) horninou, medzi žilkou a okolitým horninovým prostredím je ostrý prechod - bez príznakov zatláčania, resp. korózie, H - illitizácia (ill) aduláru (kfl) v silicifikovanom pyroxenickom andezite, tmavé škvrny amorfného tvaru v spodnej časti ilustrujú frontálnu silicifikáciu, ktorá v ľavej spodnej časti postihla aj výrastlicu kfl.
Fig. 22. A - an albitized plagioclase (plg), chloritized maphic phenocryst (chl), weakly adularized and illitized primary K-feldspar (kfl) in a propylitized granodiorite with preserved primary phenocrystic textures; B - chloritized biotite with inclusion of plagioclase - totaly replaced by adularia; C - the replacement structures: plagioklase (An_{45}) replaced by albite (ab) and the latter by adularia (kfl); D - the interpretation of adularia (kfl) and Mn-calcite (karb) in a vein cuting adularized and chloritized quartz - diorite porphyry wall-rock (gn - galena); E - carbonate (karb) with zoned structure, in the left with the crystal of subrombic adularia with the inclusions of anhedral quartz; F - adularia crystal (kfl) partially replaced by carbonates (karb) with concentric zonality; G - quartz-muscovite-carbonate vein filling assemblage in the pervasive adularized wall-rock (kfl); H - adularia (kfl) partially replaced by illite (ill) in the silicified pyroxenic andesite, dark spots in the lower part of the photomicrograph ilustrate the border of silicification front.



Obr. 23. Pozícia a porovnanie štruktúrnych modifikácií illitu zo žilného systému Svetozár a jeho porovnanie s illitom zo žily Terézia (Banská Štiavnica) a z kremnického rudného poľa v diagrame s koordinátami z Küblerovho indexu versus pomer intenzity (Ir) (podľa Krausa, 1994).

Fig. 23. Position and comparison of structural modifications of illite from the Svetozár vein system, and with illite from the Terézia vein (Banská Štiavnica) and the Kremnica ore field in the plot with coordinates of the Kübler index versus intensity ratio (Ir) (according to Kraus, 1994).



Obr. 24. Evolúcia pH a fázová stabilita sekundárnych minerálov počas reekvilibrácie intenzívne reagujúceho fluida s čerstvou horninou po prudkom zvýšení pH. Šípky indikujú objavenie sa nových minerálnych fáz v parageneticke asociácii sekundárnych minerálov. Ca fázy: fluorit + prehnit alebo kalcit v závislosti od zloženia primárneho roztoku (Berger et al., 1992).

Fig. 24. Evolution of pH and secondary phase minerals stability during reequilibration of highly reacting solution with fresh rock after a rapid pH increase. Arrows indicate the appearance of new phases in the secondary mineral paragenesis during reaction progress (water/rock decrease). Ca-phases: fluorite + prehnite, or calcite depending on the original solution (after Bergera et al., 1992).

nej mineralizácie je propylitizácia vlastne predrudným typom premeny s areálovým rozšírením. Vychodí to z nasledujúcich zistení a indícií, ako aj z poznatkov z viacerých analogických systémov vo svete (Barton et al., 1977; Rose a Burt, 1979; Beach, 1980; Cox a Singer, 1986; Peters, 1987; Berger-Velde, 1992): tektonické štruktúry - zlomové zóny v iniciálnej fáze mezotermálnych mineralizačných udalostí predstavovali otvorené systémy s dynamickým prienikom fluid (s nízkym obsahom CO_2 a H_2S, pozri údaje z fluidných inklúzií a z časti Geochémia prostredia vylučovania a transportu) a s nízkou interakciou fluid/okolitá hornina. Zistené úzke interné zóny ešte relatívne zachovaných starších premien v alteračnej schéme v okolí žilného systému Svetozár pomerne dobre dokumentujú celkove malý dosah fluid smerom od zlomových systémov.

K silikátová alterácia

K silikátová alterácia sa vyvinula vo vysokoteplotnej a nižšieteplotnej subfácii. Vysokoteplotná sa identifikovala len v granodioritovom porfýre z horizontálneho vrtu HRM-24, avšak priamo v žilných systémoch a štruktúrach študovanej časti 14. obzoru sa jej prítomnosť doteraz nepotvrdila. Vysokoteplotnú K silikátovú alteráciu reprezentuje asociácia ortoklas - biotit - kremeň (Rose, 1970). Drobné šupinky sekundárneho biotitu tvoria alteračnú aureolu ortoklasovo-kremeňovo±epidotových žiliek. Sekundárny a primárny biotit je intenzívne chloritizovaný, K živec ($Or_{78}Ab_{21}An_1$) je relatívne čerstvý a plagioklas úplne illitizovaný. Vyskytujú sa aj porfyrické výrastlice kremeňa (s trojfázovými inklúziami V-L-S; Kalinaj a Bebej, 1992), ktoré sa zistili aj v granodiorite (Šulgan, 1985).

Rozsah vysokoteplotnej K silikátovej alterácie nie je doteraz známy a nie je spresnený ani jej vzťah k starším mineralizačným udalostiam. Vysokoteplotná K silikátová alterácia bola pravdepodobne zdrojom K_2O pre nasledujúcu nižšieteplotnú K silikátovú alteráciu. Pravdepodobný postupný prechod od vysokoteplotnej K silikátovej alterácie do nižšieteplotnej, resp. od propylitov ku K metasomatitom demonštruje zmena rovnovážnej konštanty systému albit - K živec - fluidum a pokles teploty (obr. 24; Fournier a Truesdall, 1973). Takýto proces prebieha bez podstatnejšej zmeny pH fluid, na čo poukazuje koexistencia K živca s albitom (Sander a Einaudi, 1991)

Nižšieteplotná K silikátová alterácia

V nerovnakej intenzite sa vyvinula v žilnom systéme Svetozár. Reprezentuje ju asociácia adulár - Mg chlorit - Mn kalcit - kremeň ± (illit - rodonit). Iniciálne štádium tejto alterácie pravdepodobne korešpondovalo s aktivitou fluid, pri ktorej sa generoval alkalický metasomatický front (Burt, 1981), postupne sa koncentroval do systému extenzných zlomových štruktúr, a preto sa zmenil alteračný štýl a prostredie aktivity fluid, ktoré postupne prechádzali z „rock dominated" do „fluid dominated" režimu. Pyroxenic-

Tab. 3
Semikvantitatívne zastúpenie ílových minerálov v žilnej výplni a v okolitých horninách v štruktúrnych blokoch žilného systému Svetozár (podľa Krausa, 1994a), 14. obzor, baňa Rozália, Banská Hodruša
Semiquantitative content of clay minerals in the vein filling and wall rocks of structural blocks of the Svetozár vein system (according to Kraus, 1994a), 14th level, Rozália mine, Banská Hodruša

	illite	chlorite	kaolinite	I/S	quartz	carbonates	feldspars
Periphery zone (Okr)							
samp.no. 1	++++	+++	-	-	+	+++	+
2	+++	+	-	-	+	++	-
Structure S1							
samp. 4633	(?)	-	++++	-	++	+	++
no. 19/1	++(?)	-	++++	++(?)	+	-	+
4649	+++	+	++	-	+	+	+
4650	+++	-	++++	-	+	+	+
Struc. block S2 - Z2							
D2/6	+	++++	-	-	++	+	-
D2/5	++	+++	-	-	++	++	++
D2/2	-	++++	-	-	++	++	-
D2/1	-	+++++	-	-	++	++	-
D3/3	+	++++	-	-	++	++	++
Inclined shaft U2 of struc. block S2-V1							
U2/7	++++	++	-	-	+	+	-
U2/8	-	+++++	-	-	++	++	-
U2/9	-	+++++	-	-	++	++	-
U2/4	+	++++	-	+(?)	+	++	++
U2/5	++	++++	-	-	++	++	+
Struc. block S2-V1-P2							
II/28-1	++++	++	-	-	-	-	-
II/28-3	-	++	-	-	++	+	-
II/29N	++++	++	-	-	-	-	-
II/30P	++++	-	-	-	-	-	-
II/V	+++++	-	trace	-	+	-	-
II/IV	+++++	-	-	-	+	+	+
II/III	+++++	-	trace	-	+	+	+
II/II	+++++	-	+	-	+	+	+
II/0,5 m	++++	+++	-	-	++	++	++
II/0,1 m	++++	++	-	-	+	-	-
II/I	++++	+	-	-	++	-	-
II/0,2 s	++++	++	-	-	+	+	+
D5	++++	++	-	-	++	++	-
II/Ž-D1	+++	++	-	-	+	+	+
II/0,1 s	++++	+	-	-	+	-	-
struc. block S2-V1-P3/2	++++	++	-	-	+	-	-
P3/1 (4816)	++++	+++	-	-	-	-	-
struc. block S2-V3							
15	++++	-	+	-	-	+	-
16	++++	-	+	-	++	++	-
18	++++	-	+	-	++	+	-
19	++++	-	+	-	+++	+	+
21	++++	++	-	-	++	+	+
S-centr.	++++	-	++	-	+	++	-
A2	+++	++	++(?)	+++(?)	-	+	-
struc. block HR-6 (vein S4)							
23	++++	+	-	-	+	-	-
24	++++	-	+	-	+	-	-
27	++	++++	-	-	+	-	-
S4/1	+++++	-	trace	-	+	+	-
S4/A	++++	++	-	-	+	++	-
S4/2	-	-	+++	-	+++	+++	+
S4/3	+++	++	-	-	+	-	+
struc. block S3-S-J (vein S3), samp. no.							
4919	++	++++	-	++(?)	-	-	-

Fylosilikáty: +++++ - jediný, ++++ - hlavný, +++ - hojný, ++ - nižší, + - stopový, ? - pravdepodobný; Reliktné minerály: ++++ - jediný, +++ - hojný, ++ - nižší, + - stopový
Phyllosilicates: +++++ - the only mineral, ++++ main, +++ abundant, ++ medium, + trace, ? questionable; Clastic minerals: ++++ - the only mineral, +++ - abundant, ++ - medium, + trace

ký andezit (v menšej miere kremeňovo-dioritový porfýr) je intenzívne premenený a vo zvýšenom podiele sú zastúpené alkálie, najmä K_2O (tab. 1). V subfácii nižšieteplotnej K silikátovej alterácie sa rozlišuje (A) pervazívna alterácia a (B) kremeňovo-mangánovo-kalcitovo-adulárové žilky.

Pervazívna nižšieteplotná K silikátová alterácia

Vyvinula sa takmer v celom žilnom systéme Svetozár a v žilnej štruktúre S3 a S4. Prevažne je naložená na propylitizácii (obr. 22b - c) a miestami vytvára aj samostatnú najinternejšiu zónu hrubú až niekoľko dm. V asociácii sa dominantný chlorit (často jediný minerál) vyskytuje hlavne v asymetrických budinách na kontakte s kremeňovo-dioritovým porfýrom v žilnom systéme Svetozár. Vyskytujú sa aj v mylonitizovanom obale asymetrických budín. Illit je prítomný v nízkom podiele, zvyčajne len ako prímes, v silicifikovanom pyroxenickom andezite dominuje illit a prímesou je chlorit. Adulár a kalcit selektívne a v nerovnakej intenzite zatláčajú tak plagioklas, ako aj základnú hmotu pyroxenického andezitu. Lokálne sa zachovali aj relikty albitu.

Kremeňovo-mangánovo-kalcitovo-adulárová výplň žiliek

Tento typ premeny sa v študovanej časti 14. obzoru bane Rozália uplatnil v obidvoch hlavných žilných systémoch a žilnej štruktúre S3 a S4. Zistil sa v pyroxenickom andezite aj v kremeňovo-dioritovom porfýre. V žilnom systéme Svetozár je najlepšie vyvinutý v okolí subparalelných priečnych štruktúr s vysokou koncentráciou drahokovovo-polymetalickej mineralizácie a tiež najmä v nadloží asymetrických budín v žilnom systéme Svetozár vytvára sieť žiliek v pyroxenickom andezite s vtrúseným pyritom. Tieto kremeňovo±(mangánovo-kalcitovo-)adulárové žilky vypĺňajú systém konjugovaných zlomov (tzv. Riedlových štruktúr), ktoré sa formovali v krátkom intervale po vzniku hlavnej žily Svetozár.

Vo výplni žiliek sú časté intímne prerasty zonálnych karbonátov s adulárom (obr. 22d - e). Subhedrálny až anhedrálny adulár je veľký až 1 mm a patrí do skupiny subrombického aduláru (Dong a Morrison, 1995). Zložením je blízky ortoklasu (Or_{96-98}). Je čistý, bez znakov zatláčania illitom, iba zriedka možno pozorovať jeho koróziu karbonátom (obr. 22f). Kontakt adulárovo-karbonátovo±kremeňových žiliek s okolitou horninou zvyčajne tvorí niekoľko mm až cm hrubá zóna silicifikácie (obr. 22d, f). Silicifikácia nižšej intenzity sa vyvinula aj na kontakte muskovitovo-karbonátovo-kremeňovo±adulárových žiliek s úplne K silikátovo (pervazívny typ) premeneným pyroxenickým andezitom a kremeňovo-dioritovým porfýrom (obr. 22g). Muskovit fengitového zloženia sa v žilkách intímne prerastá so zonálnym Mn-Fe kalcitom.

V sledovanej časti žilného systému Rozália má tento typ premeny tendenciu vytvárať skôr niekoľko cm až dm hrubé zóny (silicifikácie, adularizácie a karbonatizácie), ktoré sa často prekrývajú.

Sericitizácia

Identifikovala sa v celej študovanej časti 14. obzoru bane Rozália a reprezentuje ju (A) pervazívny a (B) žilno-žilníkový typ premeny. Všeobecne je naložená na nižšieteplotnú K silikátovú alteráciu a charakterizuje ju masívne zatláčanie aduláru illitom (obr. 27h). Najintenzívnejšia sa zachovala v smernom intervale žilného systému Svetozár.

Minerálnu asociáciu sericitizácie tvorí illit - chlorit - kremeň - Mn kalcit. Illit je hlavný, miestami jediný minerál, a to v bezprostrednej blízkosti asymetrických budín a priamo v nich, v nadložných konjugovaných štruktúrach a vo výplni žilnej štruktúry S3 a S4, ale v okolitom pyroxenickom andezite, v kremeňovodioritovom porfýre (vo vzdialenosti už niekoľkých cm) je ho podstatne menej. Naproti tomu je obsah chloritu vysoký. Zatláčanie illitu adulárom, charakteristické pre žilné štruktúry s epitermálnou mineralizáciou, sa v hlavných žilných systémoch a v štruktúre S3 a S4 nezistilo.

Spätosť sericitizácie s intražilnou výplňou štruktúr (v žilnom systéme Svetozár) svedčí o pravdepodobne veľkom intervale uplatnenia. Ostrý kontakt štruktúr, zlomových zón s okolitými horninami indikuje nízky vplyv chemických a teplotných gradientov pri formovaní žilnej výplne. Štruktúrna modifikácia illitu zo žilnej výplne dokumentuje, že sa v žilnom systéme Svetozár vyskytuje illit 1M a 2M1 v pomere 1M 2M1 (obr. 23). Zistené modifikácie sú diskriminované od poľa illitu, napríklad z epitermálnych žilných systémov kremnického a štiavnického rudného poľa (Kraus, 1994a, b).

Intermediárna argilitická alterácia (IAA)

Začiatok intermediárnej argilitizácie pravdepodobne korešpondoval s doznievaním mladších epitermálnych mineralizačných udalostí. V študovanej časti 14. obzoru bane Rozália je celkové rozšírenie a intenzita intermediárnej argilitizácie nízke. V najväčšej intenzite sa zaznamenala v žilnej štruktúre S3 a S4. Minerálnu asociáciu reprezentuje kaolinit - illit/smektit ± anhydrit, ktoré prevažne tvoria výplň tektonických štruktúr - prešmykov a posunov, resp. v tenkom leme sú v horninách v bezprostrednom okolí týchto štruktúr.

Doterajšie poznatky o mineralizácii študovanej oblasti žily Rozália

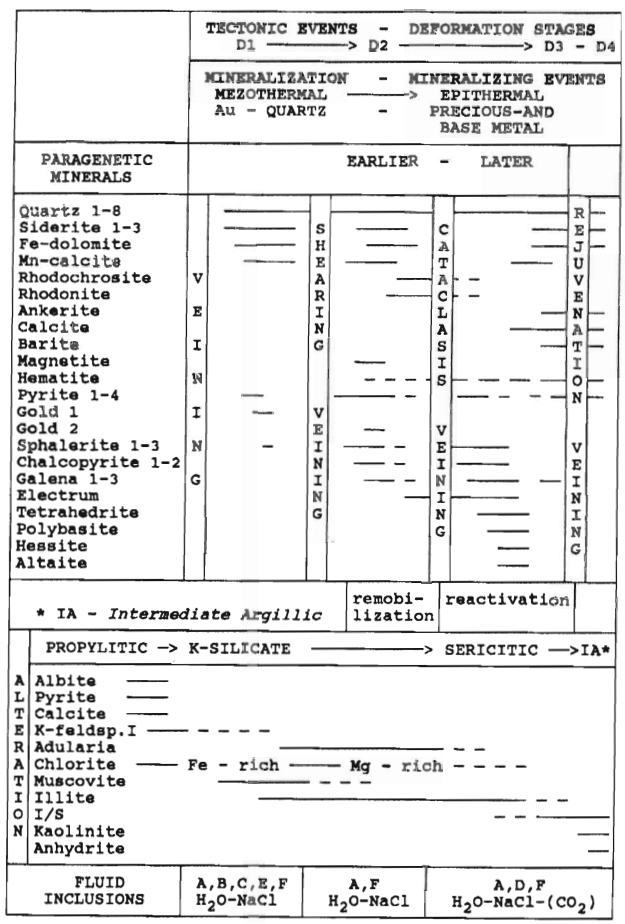
Komplexne sú charakterizované mineralogické pomery vyšších úrovní žily Rozália (Koděra 1959a - b, 1963, 1969; ako aj tzv. PIŽ mineralizácia, Štohl el al., 1989), ktorá s výnimkou najjužnejšej podpovrchovej časti patrí do medenej paragenetickej zóny s prevahou Cu nad Pb a Zn a zároveň najhlbšie sprístupnenou časťou rudných žíl štiavnického typu v hodrušskom rudnom poli (Koděra et al., 1986).

Paragenetická minerálna asociácia hlbších častí žily Rozália sa vyznačuje prítomnosťou Bi-Pb-Sb-Ag sulfosolí (aikinit, bizmutín, hodrušit, emplektit, wittichenit, rézbányit; Koděra, 1965b, 1981; Koděra et al., 1970; Bernard, 1978), ako aj zvýšeným obsahom bornitu, scheelitu a hematitu. Pomerne bohatú minerálnu asociáciu dopĺňa ojedinelý výskyt Au vyššej rýdzosti, W hematitu a ferberitu v úrovni 6. obzoru a tiež Ag teluridu - hessitu v celom hlavnom žilnom systéme Svetozár (Kalinaj a Bebej, 1992; Kalinaj, 1992).

Mineralizácia sa v žilnom systéme Rozália študovala iba v úsekoch severnej časti sprístupnených v období výskumu žilného systému Svetozár (Maťo a Bebej, 1994).

Paragenetické asociácie, sukcesia vzniku minerálov a mikroštruktúrne znaky

Mikroštruktúrne vzťahy dokumentujú prítomnosť viacerých generácií rudných minerálov. Všeobecne sa v študovanej časti 14. obzoru bane Rozália v žilnom systéme Svetozár a v žilnej štruktúre S3 a S4 identifikoval pyrit I - IV (ďalej Py), sfalerit I - III (Sp), chalkopyrit I - III (Ccp), galenit I - III (Gn), zlato I - III (Au), tetraedrit



Obr. 25. Generalizovaná schéma evolúcie mineralizácie a tektonických udalostí, alterácie a fluidných inklúzií, 14. obzor, baňa Rozália, Banská Hodruša.

Fig. 25. Generalized scheme of the evolution sequence of the mineralization and tectonic events, alteration and fluid inclusions, 14th level, Rozália mine, Banská Hodruša.

(Td), Ag telurid - hessit (Hs), Ag sulfosoli - Te polybázit (Plb). Vytvárajú tieto štyri hlavné parageneticke asociácie:

1. Py I - Au I ± Sp I
2. Py II - Sp II - Ccp I - Gn I - Au II - Au III
3. Py III - Sp III - Ccp II - Gn II - Au III - Td-Plb-Hs
4. Py IV - Ccp III (?) - Gn III (?) - Hm

Prvá a druhá paragenetická asociácia sa zistila v celom žilnom systéme Svetozár, resp. druhá je aj v žilnej štruktúre S4 a časť (bez Au II) aj v S3, tretia je vo výplni nadložných konjugovaných zlomov, ale najmä v priečnych štruktúrach (s vysokou koncentráciou zrudnenia) v celom žilnom systéme Svetozár, časť tretej (bez Td-Plb-Hs) a štvrtá sa identifikovali iba v žilnej štruktúre S3, resp. v niekoľko cm hrubých žilkách v jej nadloží.

Mineralizáciu v študovaných úsekoch žily Rozália reprezentuje minerálna asociácia Py II - III, Sp II, Ccp I - II, Gn I - II, ± Au III.

Paragenetické asociácie v žilnom systéme Svetozár a v žilnej štruktúre S3 a S4 vznikli počas troch hlavných mineralizačných a štyroch tektonických udalostí (obr. 25). Vznik prvej (drahokovovej mezotermálnej) a časti druhej (staršej epitermálnej) paragenetickej asociácie korešpondoval s deformačným štádiom D1, vylučovanie druhej a tretej (mladšej epitermálnej) v podstatnej časti korešpondovalo s D2 a záverečné štádium vzniku mladšej epitermálnej mineralizácie súviselo s deformačným štádiom D3 a D4.

Generácie minerálov sa zvyčajne odlišujú zložením, obsahom, distribúciou a formou výskytu žilnej výplne (Maťo a Bebej, 1994). V parageneticky asociáciách dominuje Py I v (1), Sp II a/alebo Gn I v (2), Sp III a/alebo Gn II v (3). Tie sú súčasťou zrudnenia, ktoré vo výplni žilných štruktúr vytvára (1) impregnácie a vtrúsené akumulácie, (2) (a) symetricky páskované akumulácie, (3) nepravidelné zhluky agregátov - akumulácie veľké až niekoľko desiatok cm.

Zistené minerály sa vyskytujú (1) v polyminerálnych a monominerálnych zhlukoch agregátov zrastajúcich sa zŕn veľkých 0,0X - X0,0 cm (Py-Sp-Ccp-Gn-Au±Plb±Td), (2) tvoria samostatné xenomorfné až idiomorfné zrná od 0,00X do X0,0 mm (v podstate všetky identifikované minerály okrem Plb-Td-Hs), (3) v niekoľko mm hrubých monominerálnych a polyminerálnych žilkách (Py-Sp--Ccp-Gn) alebo (4) tvoria mikroinklúzie (Plb-Hs-Td-Au).

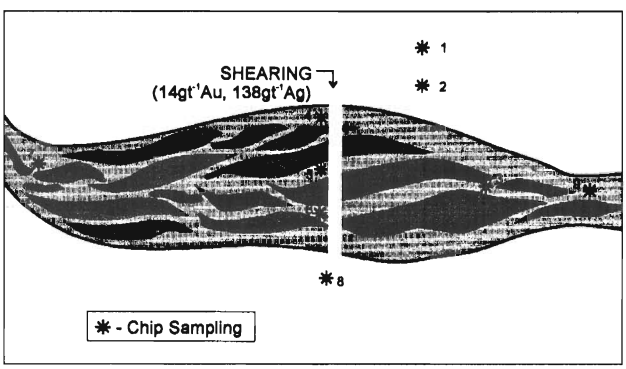
Minerály sa v zhlukoch agregátov intímne zrastajú, mladšie generácie sulfidov zatláčajú staršie, vypĺňajú fraktúry v kataklázovaných zrnách (napr. chalkopyrit I - II a galenit I - II v pyrite II - III a sfalerite II - III, miestami sfalerit II - III v pyrite II - III) alebo sú v interstíciách zŕn agregátov a zhlukov (prevažne chalkopyrit II, galenit II, Au III, Plb atď).

Xenomorfné, zriedkavejšie idiomorfné zrná staršej generácie polymetalických sulfidov (Py, Sp, Ccp) dokumentujú pôsobenie viacerých faktorov vrátane primárnych - kryštalizačných i postkryštalizačných - tektonodefromačných, ktoré zvyčajne ovplyvnili len ich morfológiu. Hlavne v pyrite II, sfalerite II, v menšej miere v chalkopyrite I a galenite I sa spozorovali viaceré deformačné štruktúry, napr. katakláza, dopraskanie, rozpukanie, zúbkovanie zŕn, zaoblenie okrajov zŕn, rozdrobovanie alebo nakopenie zhlukov zŕn, vznik viacuhlových zŕn, zmena orientácie tvaru zŕn, sférické a guľovité jadrá, štruktúry tlakového rozpúšťania a odmiešaniny.

Pyrit I - IV

Pyrit I je súčasťou paragenetickej asociácie mezotermálnej zlato-(karbonátovo-)kremeňovej mineralizácie a zistil sa len v žilnom systéme Svetozár. Kataklázované xenomorfné zrná veľké 10 - 30 μm sa v nízkom obsahu vyskytujú v zhlukoch s vysoko rýdzim Au (Au I), resp. ojedinele sú aj akcesoricky prítomné až 50 μm veľké xenomorfné zrná sfaleritu I, a to vo fragmentoch kremeňa Q1, ktorý sa prerastá so sideritom v zbrekciovatenej časti asymetrických budín.

Pyrit II. až IV. generácie je súčasťou mineralizačných fáz staršej a mladšej epitermálnej drahokovovo-polymetalickej mineralizácie. Lokálne sa vyskytuje vo vyššom obsahu, avšak jeho celkový podiel v zrudnení je nízky (do 5 %).

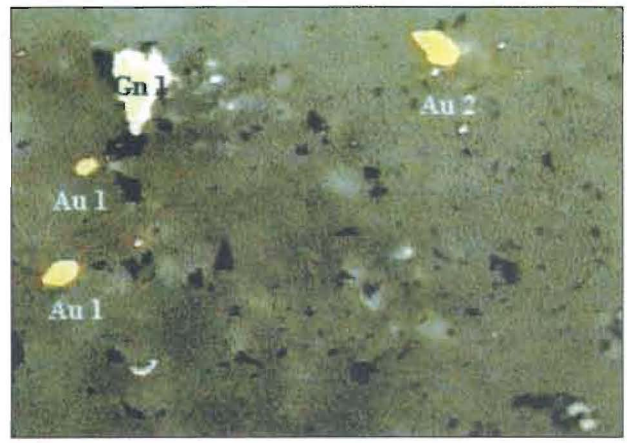


Obr. 26. Náčrt časti asymetrickej kremeňovej budiny s lokalizáciou odberu bodových vzoriek. * bodovým vzorkám zodpovedá označenie S2-V3/A-1 až 9 v tab.; vzorka 1 a 2 zodpovedajú odberu z priečnych druhotných štruktúr.
Fig. 26. Sketch of section of asymmetric quartz boudins with shearing and location of chip sampling. * chip sampling correspond with sample no. S2-V3/A-1 to 9 in table; samples 1 and 2 are collected from transverse secondary structures.

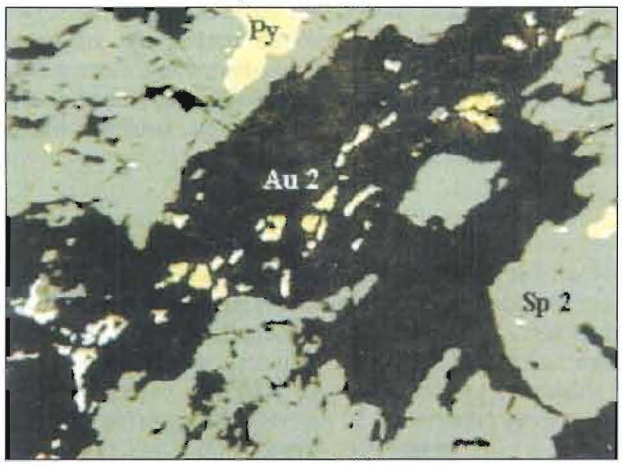
Tab. 4
Priemerné zloženie pyritu (45 analýz) 1. až 4. generácie, 14. obzor, baňa Rozália, Banská Hodruša
Mean composition of pyrite (45 analyses) of the 1st to 4th generation, 14th level, Rozália mine, Banská Hodruša

		Fe	As	Sb	S	Total
Py I	S2	44.37	2.14	-	52.96	99.47
Py II	S2	46.14	0.51	-	52.37	99.02
Py III	S2	46.3	-	-	53.37	99.67
Py IV	S2	47.33	-	-	52.12	99.45
Py II	S1	47.03	-	-	53.16	100.19
Py III	S1	46.65	-	-	52.70	99.35
Py IV	S1	46.15	-	-	53.75	99.90
Py II	S3	47.60	-	-	52.46	100.06
Py III	S3	46.81	-	-	53.25	100.06
Py IV	S3	47.2	-	0.64	53.00	100.84
Py II	S4	46.52	-	-	53.34	99.86
Py III	S4	45.65	1.05	-	53.14	99.84
Py IV	S4	46.24	-	1.55	52.16	99.95

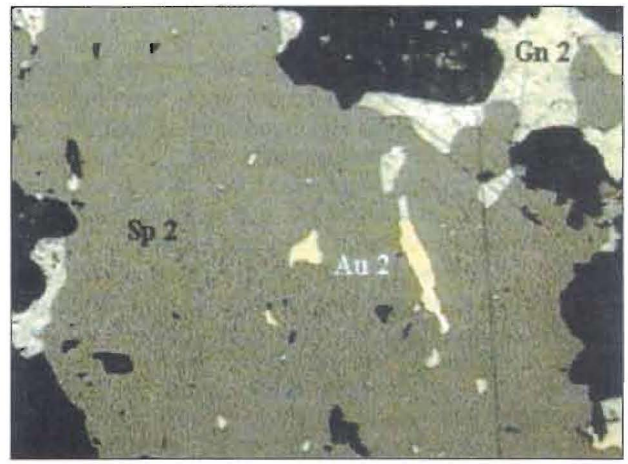
A



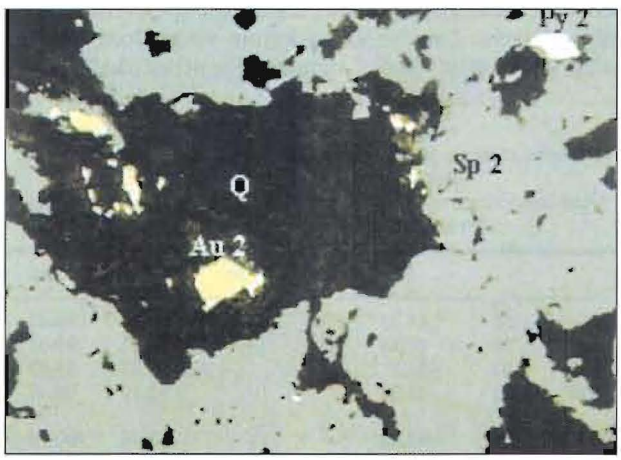
B



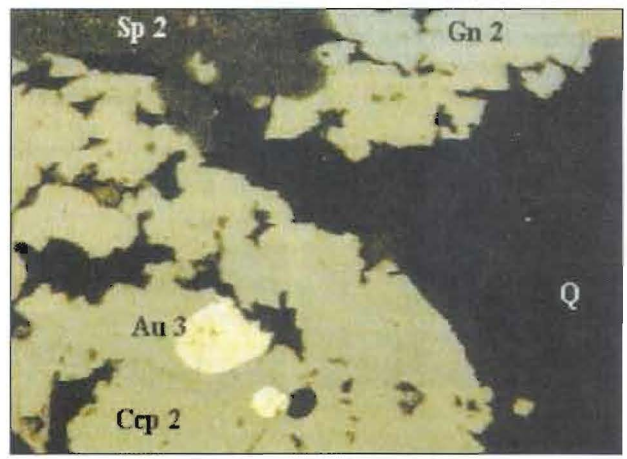
C



D



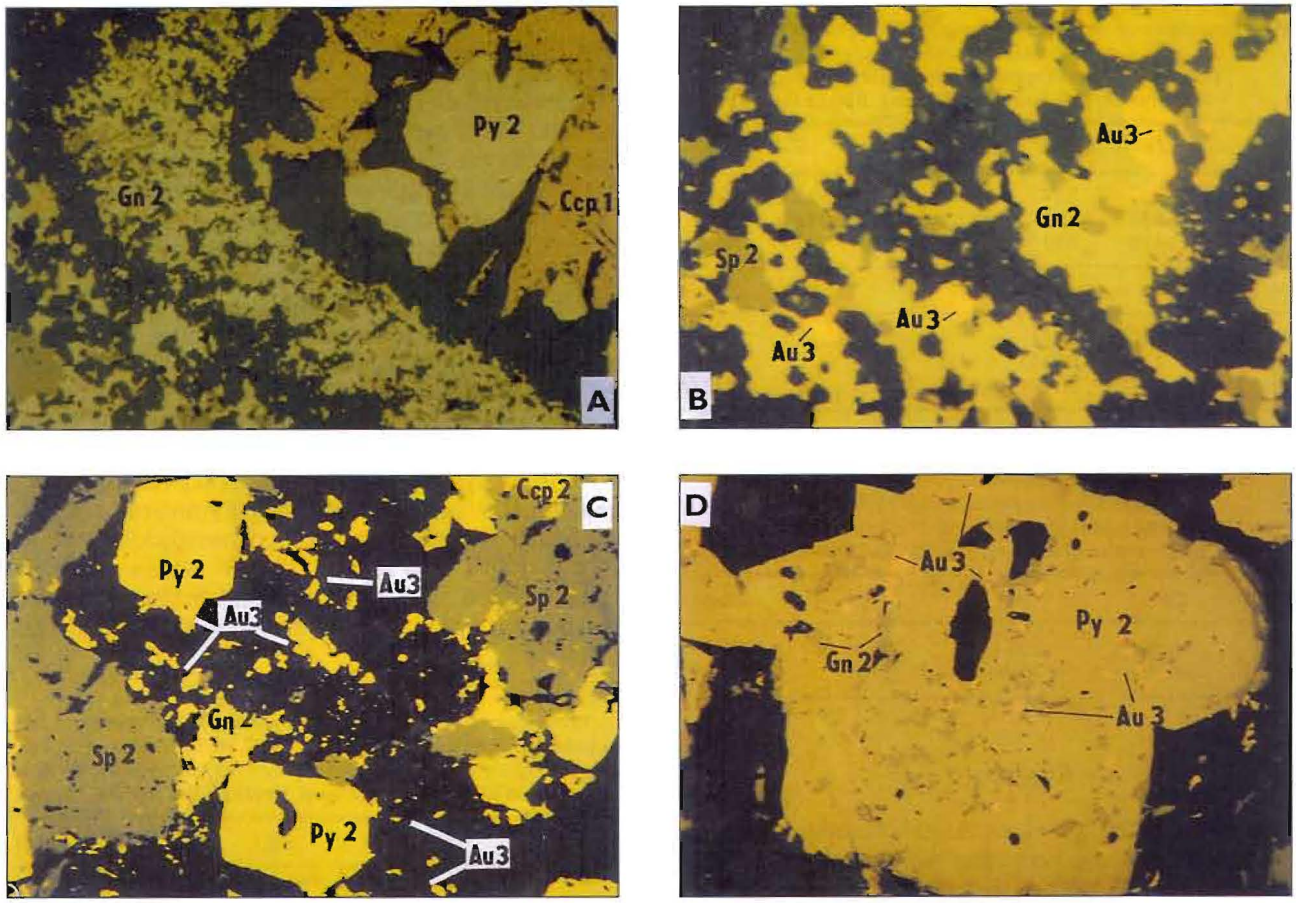
E



F

Obr. 27. Mikrofotografie výskytu Au. A - B - xenomorfné zlatinky rýdzeho Au (Au I) a Au vyššej rýdzosti (Au II) v hrubozrnnom kremeni Q1, ktorý je intenzívne metasomaticky zatláčaný a vylúhovaný; C - D - E - výskyty Au vyššej rýdzosti (Au II) v svetlosivom kremeni Q4 uzatvorenom v agregáte sfaleritu II (C - E) a inkludované Au II vo sfalerite II (D); žila Svetozár, 14. obzor, baňa Rozália. Zväčšenie 160x.

Fig. 27. Photomicrographs of occurrence of gold. A - B - anhedral leaves of gold (Au I) and gold of greater fineness (Au II) in the coarse-grained quartz Q1 being intensively replaced and leached; C - D - E - occurrences of gold of greater feneness (Au II) in the light grey quartz Q4 that is included in aggregate of sphalerite II (C - E) and included Au II in sphalerite II (D); Svetozár vein, 14th level, Rozália mine. Magn. 160x.



Obr. 28. Mikrofotografie výskytov Au - elektra (Au III) v asociácii s polymetalickými sulfidmi. A - polyminerálny „galenitový" lem s vyšším obsahom Au III okolo staršej generácie sulfidov, zväčšenie 65x; B - detail z lemu so zlatinkami, zväčšenie 160x; C - vysoké koncentrácie elektra v asociácii s galenitom II v kremeni, sfalerite a pyrite, zväčšenie 65x; D - detail xenomorfného zrna pyritu II s vysokým obsahom inkludovaných zlatiniek elektra (Au III) a koexistujúceho galenitu II, zväčšenie 120x; subparalelné štruktúry so smerom na SV-JZ s vysokým obsahom drahokovovo-polymetalickej mineralizácie pretínajúce žilný systém Svetozár, 14. obzor, baňa Rozália.

Fig. 28. Photomicrographs of occurrence of gold - electrum (Au III) in the assemblage with polymetallic sulphides. A - polymineral "galena" rim with high-grade Au III around earlier generation of sulphides. Magn. 65x; B - detail of the rim with leaves. Magn. 160x; c - high content of gold in assemblage with galena II in quartz, sphalerite and pyrite. Magn. 65x; D - detail od anhedral grain of pyrite II with high content of included leaves of electrum (Au III) and coexistent galena II. Magn. 120x; subparallel structures of NE-SW direction with high-grade precious-and base metal mineralization that cross the Svetozár vein system, 14th level, Rozália mine.

Pukliny kataklázovaných xenomorfných, zriedkavejšie idiomorfných zŕn pyritu II a III (s veľkosťou zŕn až do 0,5 cm) vypĺňa galenit II, v menšom množstve aj galenit I, chalkopyrit II, Au III, ojedinele aj sfalerit II. Pyrit IV je v nízkom obsahu v tenkých žilkách s najmladšími generáciami kremeňa a karbonátov. Pyrit II, ale hlavne III a IV je miestami vo vyššom obsahu vtrúsený aj v okolitom pyroxenickom andezite a kremeňovo-dioritovom porfýre v žilnom systéme Svetozár.

Pyrit II - III obsahuje mikroinklúzie Au III (elektra) veľké od 5 do 50 μm. V pyrite II sú vo vyššom obsahu, pričom zhluky mikroinklúzií Au III miestami vypĺňajú väčšiu časť zrna (obr. 28d). Zloženie pyritu I až IV ilustruje tab. 4.

Sfalerit I - III

Aj sfalerit I je súčasťou parageneticke j asociácie mezotermálnej zlato-(karbonátovo-)kremeňovej mineralizácie (pozri pyrit I). Sfalerit II a III je vo všetkých žilných štruktúrach a Sp II je v nich zvyčajne vo vyššom podiele. V žilných štruktúrach sú celkove väčšie rozdiely v obsahu sfaleritu. Sfalerit v žilnej výplni zvyčajne prevláda aj nad druhým najrozšírenejším minerálom - galenitom. Rozdielne zloženie sfaleritu I až III ilustruje tab. 5.

Xenomorfné zrná sfaleritu II a III (veľké maximálne do 1 cm) sú súčasťou parageneticke j asociácie staršej a mladšej epitermálnej drahokovovo-polymetalickej mineralizácie, pričom sfalerit kryštalizoval na začiatku mineralizačných udalostí. V xenomorfných zrnách sfaleritu II sú časté odmiešaniny chalkopyritu I, kým Sp III je takmer čistý. V obidvoch generáciách sú miestami vo vyššom obsahu zastúpené mikroinklúzie Au, resp. v puklinkách žilky Au (obr. 27d, 28c). Mikroinklúzie Au sa odlišujú veľkosťou (relatívne väčšie sú v Sp III) a množstvom (zdá sa, že vo vyššom obsahu sú vo sfalerite II), pričom mikroinklúzie Au III (elektra) celkove nad Au II výrazne prevládajú.

Tab. 5
Priemerné zloženie sfaleritu (52 analýz) 1. až 3. generácie, 14. obzor, baňa Rozália, Banská Hodruša
Mean composition of sphalerite (52 analyses) of the 1st to 3rd generation, 14th level, Rozália mine, Banská Hodruša

	Zn	Fe	Mn	Cd	S	Total
Sp I	62.17	5.34	0.22	-	32.73	100.46
Sp II	65.85	1.32	0.45	0.05	32.11	99.78
Sp III	66.08	0.61	0.14	0.45	33.09	100.37
Mole %	FeS	MnS	CdS			
Sp I	9.1007	0.3811	-			
Sp II	2.1692	0.7517	0.0408			
Sp III	0.7389	0.1724	0.2708			

Tab. 6
Priemerné zloženie chalkopyritu (32 analýz) 1. a 2. generácie, 14. obzor, baňa Rozália, Banská Hodruša
Mean composition of chalcopyrite (32 analyses) of the 1st and 2nd generation, 14th level, Rozália mine, Banská Hodruša

	Cu	Fe	S	Total
Cp I	34.46	30.34	35.69	100.49
Cp II	34.52	30.24	34.80	99.56

Chalkopyrit I - III

Len v niekoľkých úsekoch žilného systému Svetozár sa lokalizovala vyššia koncentrácia chalkopyritu I aj s vyšším obsahom Au, ale celkove je chalkopyrit v žilnom systéme Svetozár a v žilnej štruktúre S3 a S4 v nižšom podieľe. Xenomorfné, zriedka hypidiomorfné zrná chalkopyritu I a II veľké do 5 mm sa v asociácii s Sp II - III a Gn I - II prerastajú v agregátoch, často makroskopickej veľkosti.

Chalkopyrit I je hrubozrnitý, často tvorí až 5 mm veľké zrná alebo monominerálne agregáty. V žilách s páskovanou textúrou je zvyčajne Ccp II a tvorí na okraji sfaleritovo-galenitových akumulácií niekoľko mm hrubé pruhy. Spolu s Gn II je v matrixe brekcií v asymetrických budinách alebo Ccp I a v menšom množstve aj Ccp II - III sa koncentrujú v niekoľko cm hrubých priečnych štruktúrach a vo výplni konjugovaných zlomov.

V zložení Ccp I - II sa nezistili rozdiely (tab. 6). Lokálne sú v Ccp I a II mikroinklúzie Au. Ich obsah a veľkosť (3 - 150 m, v priemere 30 - 40 μm) v obidvoch generáciách chalkopyritu varíruje a zastúpené je iba Au III (obr. 27f).

Galenit I - III

Galenit sa zvyčajne vo vysokom podiele vyskytuje v žilnej výplni všetkých žilných štruktúr a v minerálnej asociácii dominuje pomerne často. Zároveň je prevládajúcim minerálom chalkopyritovo-galenitového a galenitového „pulzu" v rámci staršej a mladšej epitermálnej mineralizácie, s ktorými bezprostredne súviselo vylučovanie vyššej koncentrácie Au mineralizácie. Galenit II má celkove vysokú afinitu k Au (elektru) a jeho kryštalizácia koincidovala s precipitáciou bohatších akumulácií elektra pri formovaní mladšej epitermálnej drahokovovo-polymetalickej mineralizácie.

Xenomorfné až idiomorfné zrná galenitu I a II, miestami veľké až 15 mm, sa odlišujú zložením (tab. 7), obsahom v žilných štruktúrach (Gn I je celkove zastúpený v nižšom podiele, najviac je ho vo výplni konjugovaných zlomov v nadloží asymetrických budín a v priečnych štruktúrach žilného systému Svetozár, lokálne aj v žilnej štruktúre S4), formou vystupovania a sčasti aj veľkosťou (Gn I na rozdiel od Gn II tvorí makroskopicky veľké zrná iba zriedka - monominerálne zhluky agregátov, častejšie vypĺňa interstície a pukliny zŕn Py II, Sp II a Ccp I v agregátoch) a distribúciou. Gn I spolu s Gn II sa na rozdiel od žilného systému Svetozár v študovanej časti žily Rozália vyskytuje redšie.

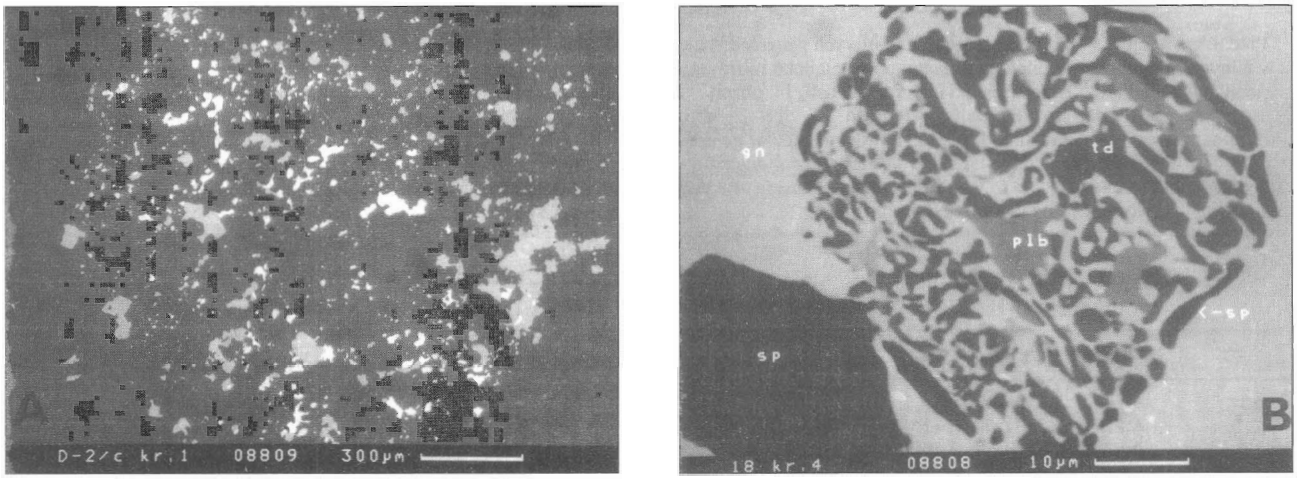
Pre žilný systém Svetozár je charakteristický výskyt galenitu II v polooblúkovitom polymineralnom leme agregátov zŕn starších generácií polymetalických sulfidov - Py II, Ccp I a Sp II (obr. 28a). V leme s rozdielnou mocnosťou (od X0,0 μm až do 5 μm), v ktorom dominuje Gn II nad Sp III a Ccp II, sú veľmi časté a nerovnako

Tab. 7
Vybrané reprezentatívne mikrosondové analýzy galenitu 1. až 3. generácie (60 analýz), 14. obzor, baňa Rozália, Banská Hodruša
Selected representative microprobe analyses of galena of the 1st to 3rd generation (60 analyses), 14th level, Rozália mine, Banská Hodruša

		Pb	Bi	Ag	S	Total	Gener.
1	S1	86.94			13.11	100.05	
2		87.45			13.08	100.53	
3	S2	83.89			14.36	98.25	
4		84.66			14.79	99.45	Gn I
5		85.61			14.37	99.98	
6		86.93			13.74	100.67	
7		87.12			13.02	100.14	
8	S2	85.79	0.84	1.02	12.27	100.38	
9		83.84	0.96	1.94	12.93	99.67	
10		84.36	1.08	1.59	13.46	100.49	
11	S3	83.27	0.92	1.63	13.21	99.03	Gn II
12		84.50	1.20	1.42	13.09	100.21	
13		83.96	1.43	1.91	13.48	100.78	
14	S4	83.74	1.18	1.79	13.61	100.32	
15		83.21	1.09	1.54	13.78	99.62	
16	S1	87.16			13.30	100.46	
17		87.57			13.09	100.66	
18	S2	86.98			13.12	100.10	Gn III
19		87.15			13.44	100.59	

Tab. 8
Reprezentatívne mikrosondové analýzy tetraedritu, Te polybázitu a hessitu, 14. obzor, baňa Rozália, Banská Hodruša
Representative microprobe analyses of tetrahedrite, Te polybasite and hessite, 14th level, Rozália mine, Banská Hodruša

	Cu	Fe	Zn	Sb	Ag	As	Te	Pb	S	Total
1	36.31	0.16	7.12	28.86	1.98	0.78	-	-	25.30	100.51
2	6.66	-	-	9.81	63.86	-	6.72	0.68	12.91	100.64
3	7.92	-	-	9.79	60.91	0.77	6.55	1.60	13.40	100.94
4	-	-	-	-	60.03	-	38.15	0.95	-	99.13
5	-	-	-	-	61.96	-	38.47	-	0.36	100.79



Obr. 29. Mikrofotografie drahokovovo-polymetalickej minerálnej asociácie: A - zhluk niekoľkých desiatok nerovnako veľkých zlatiniek elektra s koexistujúcim galenitom II v priehľadnom kremeni Q6 zo žilného systému Svetozár; B - mirmekitické prerastanie polybázitu (plb), tetraedritu (td) a sfaleritu inkludované v masívnom galenite III z okolo 10 cm mocnej žilnej štruktúry z nadložia žily Rozália; 14. obzor, baňa Rozália.
Fig. 29. Photomicrographs of precious-and base metal mineral assemblage: A - cluster of several tens leaves of various dimension with coexistent galena II in the transparent quartz Q6 from the Svetozár vein system; B - intergrowth of polybasite (plb) with tetrahedrite (td) and sphalerite included in massive galena III from 10 cm thick vein structure from footwall of the Rozália vein, 14th level, Rozália mine.

veľké (od 5 do 400 m) zlatinky elektra (obr. 28b). Lokálne sa v Gn II (ojedinele aj v Sp III) vyskytujú mikroinklúzie hessitu (tab. 8; anal. 4 - 5).

Galenit III sa zistil len v 10 cm hrubej žile s monominerálnou výplňou v nadloží žily Rozália a v 2 cm hrubej kalcitovej žilke, ktorá preniká zbrekciovatenou výplňou takmer 2 m hrubej priečnej štruktúry s vysokým obsahom Au v žilnom systéme Svetozár. V kataklázovanom Gn III sa ojedinele vyskytujú fragmenty Sp III, mikroinklúzie polybázitu a mirmekitické prerasty galenitu s polybázitom a tetraedritom (obr. 29b). Analýzy polybázitu (tab. 8, anal. 2 - 3) dokumentujú prítomnosť Te.

Zlato I - III

V študovanej časti 14. obzoru bane Rozália sa v žilnej výplni dovedna identifikovali tri generácie Au, a to (1) xenomorfné submikroskopicky veľké (do 35 µm) rýdze Au - Au I, (2) okrúhle a oválne zrná Au vyššej rýdzosti - Au II veľké do 50 µm a (3) xenomorfné zrná elektra - Au III, ojedinele veľké až do 750 µm.

Au I je súčasťou reliktnej mezotermálnej zlato-(karbonátovo-)kremeňovej mineralizácie iba v žilnom systéme Svetozár, Au vyššej rýdzosti - Au II a elektrum - Au III - kryštalizovali počas formovania sa staršej a mladšej epitermálnej drahokovovo-polymetalickej mineralizácie. Iba v troch úsekoch žíl v žilnom systéme Svetozár sa zistili všetky tri generácie Au spolu. Výskyt Au I s Au II je ojedinelý, avšak Au II je pomerne často spolu s Au III v žilnom systéme Svetozár a v žilnej štruktúre S4, ale v žile S3 a Rozália sa nezistilo.

Hlavnou formou výskytu Au I až III sú mikroskopicky veľké zlatinky, a to (1) samostatné vtrúsené (jediná zistená forma Au I) a v rozlične veľkých zhlukoch v kremeni a karbonátoch, (2) viazané - zrasty s polymetalickými sulfidmi a výplň interstícií zŕn týchto sulfidov v agregátoch, početné mikroinklúzie rôzneho tvaru a veľkosti, hlavne v galenite a sfalerite, v menšej miere v pyrite a chalkopyrite. Prevláda viazaná forma a obidve spoločne sú vo všetkých žilných štruktúrach. Au je najčastejšie v kremeni a v zrastoch s galenitom, menej je ho vo sfalerite, zriedkavejšie je v pyrite a chalkopyrite, ale najväčšie

Tab. 9
Vybrané reprezentatívne mikrosondové analýzy Au 1. až 3. generácie (60 analýz), 14. obzor, baňa Rozália, Banská Hodruša
Selected representative microprobe analyses of gold of the 1st to 3rd generation (60 analyses), 14th level, Rozália mine, Banská Hodruša

		Au	Ag	Total	Gener.
1		90.51	9.13	99.64	
2		91.79	7.48	99.27	
3		92.96	6.97	99.93	
4	S2	93.68	6.36	100.04	Au I
5		93.39	6.78	100.17	
6		94.73	5.52	100.25	
7		95.76	4.13	99.89	
8	S2	80.64	18.50	99.14	
9	S4	80.97	18.32	99.29	
10	S2	81.10	18.09	99.19	
11	S3	81.88	17.88	99.76	
12	S2	82.61	18.26	100.87	Au II
13	S3	83.15	18.62	101.77	
14	S2	83.71	16.01	99.72	
15	S4	84.27	15.47	99.74	
16	S2	84.86	14.53	99.39	
17	S2	87.82	11.79	99.61	
18	S2	73.92	25.26	99.18	
19	S4	74.21	24.54	98.75	
20	S3	74.83	24.87	99.70	
21	S2	75.25	25.28	100.53	
22	S3	75.49	25.19	100.68	Au III
23	S4	77.85	22.17	100.12	
24	S2	77.64	23.72	101.36	
25		78.81	20.80	99.61	

Tab. 10
Predbežné údaje o výskyte a zastúpení jednotlivých generácií Au v žilných mineráloch (kremeň, karbonáty, polymetalické sulfidy), celkový podiel Au v žilnej výplni a interval veľkosti, 14. obzor, baňa Rozália, Banská Hodruša
Preliminary occurrence and abundance data of the particular generations of gold in vein minerals (quartz, carbonates and polymetallic sulphides), total portion of gold in vein filling, and dimension interval, 14th level, Rozália mine, Banská Hodruša

	Gold Gener.	Leaves size interval	Average size	Content in mineral	vein filling
Svetozár vein system - S2					
Quartz	Au 1	3 - 10 µm			
	Au 2	1 - 50 µm	(15 µm)	20 %	
	Au 3	1 - 200 µm	(30 µm)	≥ 75 %	Σ ≤ 20 %
Carbonates	Au 2	3 - 25 µm	(10 µm)		
Rhodochrosite	Au 3	1 - 80 µm	(35 µm)		
Pyrite	Au 2	1 - 40 µm	(20 µm)		
	Au 3	3 - 100 µm	(30 µm)	≤ 3 %	
Sphalerite	Au 2	1 - 50 µm	(20 µm)		
	Au 3	5 - 300 µm	(55 µm)	≤ 25 %	Σ ≤ 80 %
Chalcopyrite	Au 3	1 - 200 µm	(30 µm)	≤ 3 %	
Galena	Au 2	1 - 40 µm	(20 µm)	≤ 5 %	
	Au 3	1 - 750 µm	(55 µm)	≤ 65 %	
Rozália vein system - S1					
Quartz	Au 3	1 - 75 µm	(30 µm)		
Pyrite	Au 3	1 - 55 µm	(20 µm)		
Sphalerite	Au 3	5 - 50 µm	(25 µm)		
Galena	Au 2	1 - 35 µm	(15 µm)		
	Au 3	5 - 150 µm	(40 µm)		
Vein structure - S3					
Quartz	Au 3	1 - 500 µm	(40 µm)	≤ 10 %	Σ ≤ 10 %
Pyrite	Au 3	1 - 40 µm	(15 µm)		
Sphalerite	Au 3	3 - 50 µm	(20 µm)		
Chalcopyrite	Au 3	5 - 80 µm	(30 µm)		
Galena	Au 2	1 - 20 µm			
	Au 3	5 - 250 µm	(40 µm)	≥ 60 %	
Vein structure - S4					
Qartz	Au 2	1 - 35 µm	(15 µm)		
	Au 3	3 - 500 µm	(40 µm)	≤ 10 %	
Pyrite	Au 3	3 - 20 µm	(10 µm)		
Sphalerite	Au 2	1 - 30 µm	(10 µm)		
	Au 3	10 - 300 µm	(40 µm)		
Chalcopyrite	Au 3	3 - 70 µm	(35 µm)		
Galena	Au 2	1 - 40 µm	(15 µm)		
	Au 3	3 - 300 µm	(55 µm)	≤ 65 %	

akumulácie sú v zrastoch s galenitom II. V úrovni 14. obzoru je pozorovateľná výrazná afinita Au III ku Gn II a Au II konverguje k Sp II.

Au I až III sa navzájom odlišujú zložením (tab. 9; obsah a priemer je: Au I = 90,5 - 95,8 Au (93,3), 4,1 - 9,1 Ag (6,7); Au II = 80,6 - 87,8 Au (82,9), 11,8 - 19,2 Ag (17,1); Au III = 73,9 - 78,8 Au (76,0), 20,8 - 25,3 Ag (24,0), veľkosťou, formou výskytu a farbou. Au I je sýtožlté až žltooranžové (585 nm), Au II žlté (580 nm) a Au III svetložlté až zelenkavožlté (575 nm).

Tab. 11
Obsah Au (Ag, Cu, Pb a Zn) vo vybraných vzorkách z asymetrických budín a z okolia priečnych žilných štruktúr smeru SSV-JJV s vysokým obsahom mladšej generácie drahokovovo-polymetalického zrudnenia zo žilného systému Svetozár, 14. obzor, baňa Rozália, Banská Hodruša
Au (Ag, Cu, Pb, Zn) content of selected samples from asymmetric boudins, and from/along NNE-SSW cross fissure-vein with younger high-grade precious-and base metal mineralization on the 2nd vein system S2, 14th level, Rozália mine, Banská Hodruša

Sample No.	Au	Ag	Cu	Pb	Zn
S2-V3/A-1	0.37	19.5	2630	930	>3000
2	0.09	28.8	355	600	>3000
3	0.03	<3	52.5	390	2750
4	0.07	19.1	>3000	470	2340
5	1.11	119.5	>3000	1590	>3000
6	0.08	44.6	450	910	>3000
7	0.1	12.6	1590	560	1010
8	-	3.7	30.2	1350	1910
9	0.62	11.2	930	870	>3000
S2-V1/U2	0.65	50.6	1450	540	>3000
*	0.02	10.7	710	500	<300
**	0.01	72	>3000	>3000	>3000
S2-V1/D4	20.0	121.0	>3000	>3000	>3000
*	2.13	-	-	-	-
**	0.01	5.5	37.5	72	<300
S2-V1/P3	2190	2340	>3000	>3000	>3000
*	1667	-	-	-	-
S2-P2-II	49.0	168.5	>3000	>3000	>3000
*	28.2	53.5	>3000	1260	>3000
**	1.07	-	-	-	-
S2-Z2/MO	87.0	157.5	>3000	>3000	3000
*	36.0	-	-	-	-
S2-V2/D5	380.0	890.2	>3000	>3000	>3000
*	17.0	386.0	>3000	>3000	>3000
**	2.55	-	-	-	-

* - vzorka odobratá 2 - 3 m z okolia priečnej žilnej štruktúry,
** - vzorka odobratá z čistého kremeňa bez mineralizácie
* - represents sample collected ca 2 - 3 m along cross fissure- vein,
** - represents sample of selected pure quartz without mineralization

V žilnom systéme Svetozár, žilnej štruktúre S3 a S4, ako aj v časti žily Rozália sa modálnou analýzou skúmala väzba a obsah generácií Au v mineráloch žilnej výplne (v kremeni, karbonátoch a polymetalických sulfidoch), celkový podiel Au v karbonátovo-kremeňovej žilnej výplni a v polymetalickom zrudnení, veľkosť a tvar Au. Údaje z väčšej série vzoriek z ťažených žilných štruktúr (tab. 10) dokumentujú, že podstatná časť Au - až 80 % - konverguje k polymetalickým sulfidom, najmä ku galenitu, menej k sfaleritu. V žilnom systéme Svetozár obsah všetkých generácií Au (I - III) v kremeni a karbonátoch (z ktorých Au III reprezentuje ≥ 75 %) tvorí z celkového obsahu Au v zrudnení okolo 20 % a priemerná veľkosť Au (okrem Au I) v kremeni a karbonátoch je okolo 30 µm.

V úsekoch priečnych štruktúr s vyššou koncentráciou Au v žilnom systéme Svetozár sa zároveň skúmali zmeny v obsahu a distribúcii Au (a Ag, Cu, Pb a Zn). Rozdiely sa zisťovali vo väčšej sérii vzoriek z rozsiahlejších intenzívne prepracovaných asymetrických kremeňových bučín s nadložnými konjugovanými štruktúrami, z okolia a priamo z blízkych priečnych štruktúr smeru SSV-JJZ s vyššou koncentráciou Au. Z asymetrických kremeňových budín sa odobrali vzorky v línii z centrálnej časti, z okrajov (vykli-

ňujúcich častí), z ich nadložia a podložia (obr. 26). Z mineralizovaných štruktúr s vyššou koncentráciou zrudnenia sa analyzovali kompletné vzorky karbonátovo-kremeňovej žilnej výplne, ako aj vzorky odseparovaného kremeňa bez viditeľného zrudnenia.

Údaje z asymetrických budín dokumentujú rozdielny obsah Au (tiež Ag, Cu, Pb a Zn). Čiastočne vyšší obsah Au je v centrálnej časti a smerom do nadložia asymetrických budín. Na koncoch - vykliňujúcich častiach budín - je obsah Au zvyčajne veľmi nízky, avšak keď sú v nadloží vykliňujúcich častí budín priečne a konjugované mineralizované štruktúry, potom je aj obsah Au vyšší. Aj smerom do podložia budín je obsah Au nízky. Vo vyseparovanom kremeni je obsah Au tiež nízky a je zrejmé, že Au konverguje k polymetalickým sulfidom.

Výraznejšie rozdiely v obsahu Au sú v priečnych štruktúrach s vyššou koncentráciou drahokovovo-polymetalického zrudnenia. Obsah Au priamo v nich je zvyčajne niekoľkokrát vyšší ako z ich 2 - 3 m vzdialeného okolia (tab. 11, označené *), resp. až niekoľkonásobne je nižší v odseparovanom kremeni bez viditeľnej mineralizácie (označenie **). Spätosť Au s polymetalickými sulfidmi vo výplni týchto štruktúr sa jednoznačne potvrdila aj mikroskopicky.

Fluidné inklúzie

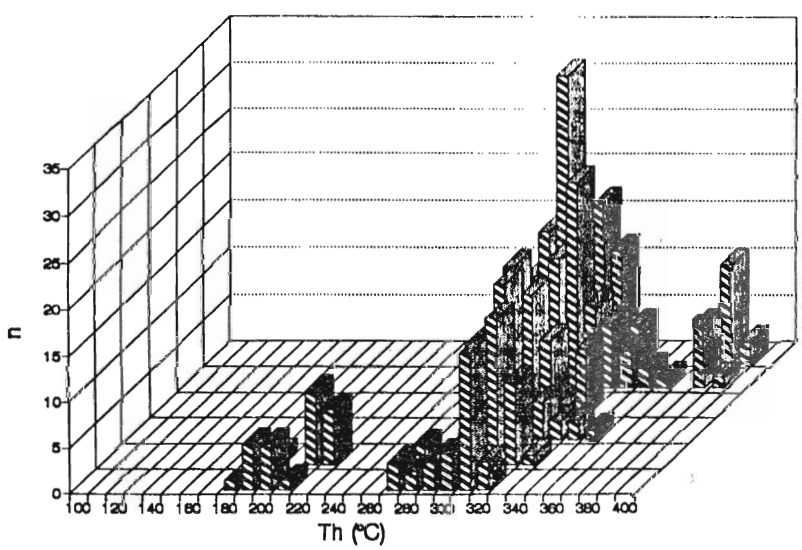
Mikrotermicky sa meralo 19 vzoriek kremeňa, 9 vzoriek karbonátov (siderit a kalcit) a 8 vzoriek sfaleritu. Vzorky reprezentujú viac generácií výplne žilných štruktúr v úrovni 14. obzoru a väčšina je zo žilného systému Svetozár.

Hlavné charakteristiky fluidných inklúzií (primárnych - P, primárno-sekundárnych P-S a sekundárnych - S) v kremeni, karbonátoch a sfalerite sú v tab. 12. V jednotlivých generáciách kremeňa, karbonátov a sfaleritu je podiel P, P-S, S fluidných inklúzií dosť odlišný. Najstaršie generácie hrubšiezrnitého kremeňa, ako aj karbonátov (obsahujú menšie množstvo mikrolitov) podstúpili viaceré mineralizačné a tektonicko-deformačné udalosti. Kým v strednej generácii jemnozrnnejšieho kremeňa sú fluidné inklúzie vyvinuté slabšie, v mladšom a rozlične zrnitom kremeni, v ktorom je veľa mikrolitov a mikrofraktúr, sa vyskytuje viac populácií P, P-S a S inklúzií s väčšími rozmermi.

Fluidné inklúzie v kremeni, karbonátoch a sfalerite sú veľké od <3 do 80 μm, nad 20 μm sú zriedkavejšie a od 5 do 15 μm dominantné. Odlišné sú tvary inklúzií (oválne, zaoblené a podlhovasté, často aj nepravidelné a so zložitou morfológiou stien), ako aj ich usporiadanie v kryštáloch (častejšie sú v skupinách zoradených v línii vo vnútri kryštálov alebo sú rozptýlené v nepravidelných zhlukoch pri hranici zŕn). Sekundárne inklúzie v kremeni, karbonátoch a sfalerite sa vo vyššom podiele koncentrujú v úzkych reťazcoch v kryštáloch alebo sú rozptylené v okolí uzatvorených mikrofraktúr, resp. ich vyhojujú.

Podľa optických charakteristík (počtu fáz a stupňa vyplnenia) a zloženia sa rozlišuje 6 typov P, P-S a S fluidných inklúzií: A. dvojfázové (L>V) $H_2O_{(l)}$-$H_2O_{(v)}$, B. dvojfázové (V>L) $H_2O_{(v)}$-$H_2O_{(l)}$, C. trojfázové (L+V±S), D. dvojfázové (L+V) $H_2O_{(l)}$-$CO_{2(v)}$, E. jednofázové $H_2O_{(l)}$, F. dvojfázové (L+V) $H_2O_{(l)}$-$H_2O_{(v)}$ sekundárne v kremeňoch, karbonátoch a sfaleritoch.

V kremeni, karbonátoch a sfalerite prevládajú dvojfázové kvapalno-plynné inklúzie s prevahou vodného roztoku (L>V) a s pravidelným zaplnením 10 - 30 obj. % plynnej fázy (F = 0,9 - 0,7). Tieto inklúzie homogenizovali na kvapalnú fázu. Slabšie sú zároveň zastúpené aj dvojfázové inklúzie s variabilným podielom kvapalina/plynná fáza,



Obr. 30. Sumárny frekvenčný diagram homogenizačnej teploty z fluidných inklúzií z jednotlivých typov kremeňa z hlavných žilných štruktúr v úrovni 14. obzoru bane Rozália, Banská Hodruša.
Fig. 30. Summary frequency diagram of homogenization temperatures of fluid inclusions in the quartz types from the main vein structures on the 14th level, Rozália mine, Banská Hodruša.

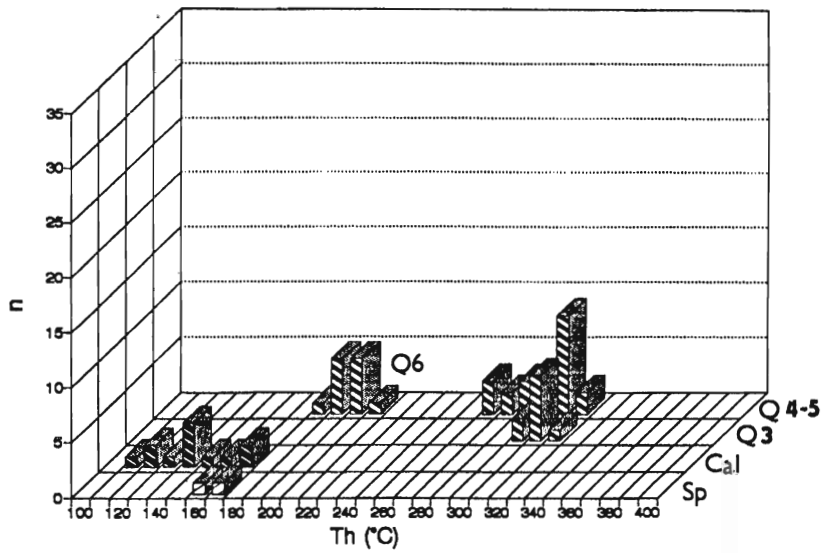
Tab. 12
Sumárne údaje z mikrotermometrie fluidných inklúzií z kremeňa, karbonátov a sfaleritu, 14. obzor, baňa Rozália, Banská Hodruša
Summary of fluid inclusion microthermic data for quartz, carbonates and sphalerite, 14th level, Rozália mine, Banská Hodruša

Sampl. No.	Min. gener. Fluid incl. types	Te	Tm_{ice}	Salinity wt. % eq NaCl	Th °C
74 (S1)	Sp, P-S, L>V	-56	-1.8 -2.0	3.06 - 3.39	276 - 309
44 (S1)	Q3, P, L>V	-30	-3.0 -3.6	4.9 - 5.8	290 - 328
	Q4, P-S, L>V	-45 -30		0.5 - 2.3	219 - 285
	Q5, P, L>V	-38 -32	-1.2 -2.3	1.85 - 2.65	265 - 295
	Q6, P-S, L>V			1.5 - 2.1	185 - 210
	C, S	-35 -30	1.7 - 2.6	205 - 209	
83 (S2)	Q4, P-S, L>V	-39 -43	-1.0 -1.4	1.74 - 2.41	295 - 311
	Q5, P-S, L>V	-48	-0.1 -1.6	0.18 - 2.74	172 - 318
	Q6, P-S, L>V	-45		0.7 - 1.65	166 - 185
	C, P, L>V		-1.6	2.74	136 - 162
	C, P, S				107 - 160
	Sp, P-S, L>V		-1.6 -1.8	2.74 - 3.06	154 - 162
51 (S2)	Q_{2-3}, P, S				
	L>V, V≥L	-40 -33	-1.7 -1.1	1.9 - 2.9	268 - 313
	Q4, P, P-S				
	L>V	-40 -35	-2.3	0.5 - 2.5	240 - 305
	Sp, S				189 - 215
	C, P-S, L>V				186
48 (S2)	Q2, P, S, L>V	-30	-2.0 -2.2	3.4 - 3.7	300 - 348
	Q2, P, S		-2.0 -3.4	3.4 - 5.5	218 - 297
47 (S2)	Q1, P, L>V	-30 -28	-1.1 -1.6	1.9 - 2.3	304 - 339
	Q2, P, L>V		-1.1 -1.6	1.9 - 2.7	287 - 315
	Q2, S, L>V		-1.0 -2.2	1.7 - 3.7	241 - 248
					184 - 187
	Q5, P, P-S				
	L>V, V>L	-38 -30		1.3 - 2.75	265 - 305
	C, P, L>V				213
38 (S2)	Sp, S, L>V		-0.7 -1.1	1.23 - 1.91	228 - 253
	Q2, P, L>V	-39	-0.4 -3.4	0.71 - 5.56	280 - 341
	Q4, P, L>V	-40 -33		0.9 - 2.85	275 - 330
30 (S2)	Q1, P, P-S		-1.5 -2.1	2.6 - 3.5	300 - 396
	L>V				
	Q1, S, L>V				186 - 315
	C, P, L>V	-45 -33	-1.7 -3.2	2.72	330 - 375
21 (S2)	Q_3-Q_4, P	>-40	-0.9 -2.0	1.57 - 3.39	262 - 326
	P-S, L>V				
20 (S2)	Q_{1-2}, P, P-S				294 - 396
	L>V				
	Q_{1-2}, S				256 - 316
	Q4, P, P-S				
	L>V	-42 -28	-2.7 -3.2	4.65 - 5.55	275 - 320
	Sp, P-S, L>V	-33	-1.4	2.4	328
15 (S2)	Q_{1-2}, P, P-S	-32	-1.1 -1.7	2.2 - 3.3	299 - 389
	Q_{1-2}, S, L>V				270 - 332
	C, P, L>V	-38	-1.6 -2.0	2.6 - 3.2	340 - 380
	C, P-S, V≥L				260 - 315
14 (S2)	Q_{1-2}, P, L>V	-37 -36	-1.5 -1.0	1.7 - 2.6	273 - 351
2 (S2)	Q_1, P, P-S		-1.9 -3.0	3.2 - 4.9	295 - 378
	L>V				
	Q_1, S, L>V				169 - 298
68 (S2)	Q_2, P, L>V	-30	-0.6 -3.4	0.9 - 5.1	301 - 329
	Q_3, P, L>V	-25	-2.3	3.6	266 - 288
	Q_5, P, L>V	-32 -28	-0.9 -1.4	1.6 - 2.3	186 - 220
	Q_6, P-S, L>V			0.7 - 1.9	180 - 210
62 (S2)	Q_1, P-S, L>V	-39 -30		0.4 - 4.6	232 - 358
	P				309 - 330
	Q_3, P-S, L>V	-26	-2.4	3.7	290
39 (S3)	Q_3, P-PS	-35	-0.8 -2.3	1.4 - 3.9	320 - 361
	L>V				273 - 361
35 (S3)	Q_4, P, L>V	-35	-3.1 -4.9	5.1 - 7.7	283 - 309
	Q_4, P	-23	-2.1	3.5	250 - 299
64 (S3)	Q_4, P, L>V	-38 -30		1.9 - 2.6	295 - 330
	C, P				280 - 315
	C, S	-50 -23		2.2 - 5.3	210 - 220
	Sp, P	-49 -38		0.9	208
64 (S4)	Q_3, P, L>V	-40 -46	-1.6 -0.8	1.4 - 2.7	307 - 326
	Q_{4-5}, P-S				
	L>V	-36 -32			231 - 312
	Q_6, P, P-S				
	L>V	-37	-0.8 -2.1	1.6 - 2.5	185 - 220
	Sp, P, L>V	-52 -40	-1.6 -2.0	3.0 - 3.2	310

resp. s prevahou plynnej fázy (V>L; V >60 %), ktoré homogenizovali na plynnú fázu.

V inklúziách v staršej generácii kremeňa a karbonátov sa zriedka vyskytujú aj bližšie neidentifikované pevné fázy, ktoré sa zahrievaním nerozpúšťajú (trojfázové, L+V+S). V kremeni Q1 až Q3, ale najmä v mladších generáciách a v kalcite, v menšom množstve aj vo sfalerite sú aj jednofázové inklúzie (pravdepodobne obsahujú iba veľmi zriedený vodný roztok). V inklúziách sa nezistil kvapalný CO_2 a okrem indícií nízkeho obsahu CO_2 (<0,5 mol. %) v niekoľkých primárnych inklúziách v mladšej generácii kremeňa, kalcite a sfalerite sa prítomnosť inej plynnej fázy nepotvrdila.

Vo všetkých inklúziách sa určila teplota tavenia eutektickej zmesi Te > -23 a hodnoty Te zistené v P a P-S inklúziách v kremeni (-23 -46), karbonátoch (-33 -45) a sfalerite (-33 -56) indikujú prítomnosť katiónov Na±Mg±Ca±Fe v roztokoch. V primárnych a primárno-sekundárnych dvojfázových inklúziách (L>V) v kremeni, karbonátoch a sfalerite je salinita (vypočítaná z Tm_{ice}; Borisenko, 1977 a Bodnar et al., 1985) celkovo nízka (tab. 12; v kremeni 0,18 - 7,7 ekviv. hm. % NaCl (Tm_{ice} 0,4 - 4,9 °C), v karbonátoch 2,6 - 3,2 ekviv. hm. % NaCl (Tm_{ice} 1,6 - 3,2 °C) a vo sfalerite - 0,9 - 3,39 ekviv. hm. % NaCl (Tm_{ice} 1,4 - 2,0 °C) nevaríruje výraznejšie s Th (obr. 32). Všeobecne vo väčšine fluidných inklúzií je salinita od 1,7 do 4,6 ekviv. hm. % NaCl.



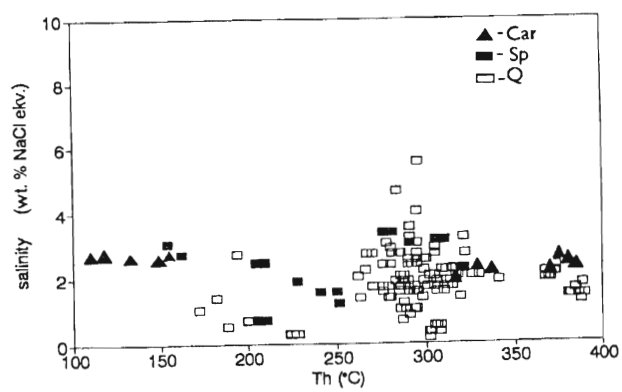
Obr. 31. Histogram homogenizačnej teploty z fluidných inklúzií z minerálov výplne priečnych žíl smeru SSV-JJZ s vysokým obsahom mladšej drahokovovo-polymetalickej mineralizácie v žilnom systéme Svetozár (S2) v úrovni 14. obzoru bane Rozália, Banská Hodruša.
Fig. 31. Histogram of homogenization temperatures of fluid inclusions from vein minerals of the NNE-SSW cross fissure-vein with younger high-grade precious-and base metal mineralization on the 2nd vein system (S2), 14th level, Rozália mine, Banská Hodruša.

Celkový interval teploty homogenizácie (Th) zistený v dvojfázových primárnych a primárno-sekundárnych inklúziách (L>V, V>L) v kremeni je od 166 do 396 °C (Q1-3 - Th = 232 - 396 °C, Q4-6 -Th = 166 - 330 °C), karbonátoch 107 - 380 °C (Sid -Th = 213 - 380 °C, Cal -Th = 107 - 186 °C) a sfalerite 154 - 328 °C (Sp II - Th = 208 - 328 °C, Sp III - Th = 154 - 182 °C) je pomerne veľký.

Prevažná väčšina hodnôt homogenizačnej teploty v kremeni staršej generácie je od 280 do 340 °C (obr. 30), pritom maximum nameraných Th pri Q1-3 je v od 320 do 340 °C a pri Q4-6 = 270 - 305 °C, v karbonátoch a sfaleritoch sú dva intervaly a maximum hodnôt Th pri Sid = 280 - 330 °C a Cal = 130 - 160 °C, resp. pri Sp II = 280 - 310 °C a Sp III = 205 - 245 °C. Th v primárnych dvojfázových inklúziách (L>V) z kremeňa, kalcitu aj sfaleritu z výplne priečnych štruktúr smeru SSV-JJZ (s vyššou koncentráciou mladšej drahokovovo-polymetalickej mineralizácie) indikuje trend poklesu hodnôt od starších generácií kremeňa k mladším (obr. 31), ktorých prítomnosť sa potvrdila mikroskopicky.

Namerané hodnoty Th však nie sú skutočnou teplotou fluid a spoločný výskyt inklúzií s prevahou plynnej (V>L) a kvapalnej fázy (L>V) v kremeni a karbonátoch (Sid) indikuje, že boli vyššie ako zistené Th. Tá istá generácia fluidných inklúzií, avšak s odlišným pomerom kvapalnej a plynnej fázy, ktoré hermetizovali viac alebo menej hustejšiu časť heterogenizovaného fluida, môže indikovať pravdepodobný var fluid. Tieto inklúzie sa homogenizovali na kvapalinu alebo na plyn a Th je od 360 do 405 °C. Najnižšia homogenizačná teplota inklúzií (360 - 370 °C) je zrejme skutočnou teplotou fluid a vyššie Th môže byť výsledkom zachytávania rozličných pomerov heterogenizovaného fluida.

Inklúzie v kremeni, karbonátoch a sfalerite sú zložením dosť podobné a obsahujú veľmi slabo koncentrované roztoky H_2O-NaCl-(CO_2±$MgCl_2$±$FeCl_2$±$CaCl_2$). Kváziline-árny vzťah teplota homogenizácie - salinita (obr. 32) všeobecne indikuje postupné ochladzovanie a čiastočne aj zriedenie fluid, pravdepodobne ako výsledok zmiešavania s meteorickou vodou. Údaje z mikrotermometrie poukazujú na zložitú evolúciu fluid - trend klesajúcej teploty a progresívneho obohacovania kvapalnou fázou a zároveň indikujú postupnú aktivitu troch rozsiahlejších pulzov fluid, ktoré korešpondovali s formovaním mezotermálnej a epitermálnej mineralizácie.



Obr. 32. Sumárny diagram homogenizačnej teploty (Th) versus salinita z fluidných inklúzií z kremeňa, karbonátov a sfaleritu, 14. obzor, baňa Rozália, Banská Hodruša.
Fig. 32. Plot of total homogenization temperatures (Th) versus salinity in wt. percent NaCl equivalent for fluid inclusions in quartz, carbonates and sphalerites, 14th level, Rozália mine, Banská Hodruša.

Izotopové zloženie síry sulfidov

Izotopové zloženie S sa po zhodnotení paragenetickej asociácie študovalo v 10 vzorkách monominerálnej frakcie pyritu, sfaleritu, chalkopyritu a galenitu. Tie reprezentujú určené generácie polymetalických sulfidov, ktoré sa v žilnej výplni vyskytujú prevažne vo forme intímnych prerastov zŕn v agregátoch. Väčšinou sa analyzovali dvojice sulfidov pyrit - sfalerit, pyrit - galenit a sfalerit - galenit, v jednej vzorke sfalerit - chalkopyrit - galenit, resp. iba galenit a sfalerit. Výsledky izotopového zloženia S sulfidov spolu s nepublikovanými údajmi Kalinaja (1992) ilustruje tab. 13. Zhodujú sa s novším súborom analýz (Repčok et al., 1994).

Hodnoty $\delta^{34}S$ sulfidov charakterizuje nízka variabilita a rozptyl od 1,0 do 6,7 ‰. Sulfidy majú homogénnejšie izotopové zloženie S a hodnoty $\delta^{34}S$ pyritu sú od 3,7 do 4,6 ‰, sfaleritu od 2,5 do 6,7 ‰ a relatívne najväčší interval je v galenite (od 1,0 do 4,0 ‰). Homogénnosť hodnôt $\delta^{34}S$ sulfidov dokumentuje relatívne konštantný a nízky pomer SO_2/H_2S v roztoku. Najviac izotopu $\delta^{34}S$ je (okrem dvoch vzoriek sfaleritu) v pyrite a najmenej v galenite, čo indikuje, že sa pri ich kryštalizácii zachovala postupnosť v akumulácii ťažšieho izotopu S. Zároveň to poukazuje na dosiahnutie rovnováhy medzi H_2S hydrotermálneho roztoku a kryštalizujúcimi sulfidmi.

Vypočítaná izotopová teplota z dvojíc sulfidov, ktorá zodpovedá podmienkam izotopovej rovnováhy, je od 100 °C do 340 °C (tab. 13), čo je v zhode s homogenizačnou teplotou zistenou vo fluidných inklúziách v asociujúcom kremeni, karbonátoch a sfalerite.

Podľa izotopového zloženia S sulfidov možno uvažovať o zdroji sulfidickej S (ak v asociácii minerálov nie sú sulfáty) i o zdroji celkovej S v hydrotermálnom roztoku. Izotopovému zloženiu S v roztoku sa najviac blíži galenit, ktorého priemerné hodnoty $\delta^{34}S$ = 1,316 ‰ sú najbližšie 0 ‰. Hodnoty $\delta^{34}S$ analyzovaných sulfidov v rade pyrit - sfalerit - chalkopyrit - galenit poukazujú na ich homogénne zloženie a indikujú dosiahnutie izotopovej rovnováhy počas kryštalizácie. Získané údaje sú zároveň v dobrej zhode s izotopovým zložením S generovanej z homogenizovaných hlbinných zdrojov (Ohmoto a Rye, 1979).

Tab. 13
Izotopové zloženie S zo sulfidov, 14. obzor, baňa Rozália, Banská Hodruša
Sulphur isotope composition of sulphides, 14th level, Rozália mine, Banská Hodruša

Sample No.	Paragenetic mineral assemblages		$\delta^{34}S$ values Py	Sp	Cp	Gn	Isotopic T (°C)	Th (0 °C) Fluid inclusions
S2	Py3 Cp2	Sp2-3 Gn2-3	4.4	2.5			Py-Sp=125	Q=270-330 =160-220
S2	Py2 Cp1	Sp2 Gn1		3.5	3.7	1.5	Sp-Gn=330	Q=250-390 Sp=328
S2	Py2-3 Cp1-2	Sp2-3 Gn-1-2	4.1			1.4	Py-Gn=340	Q=260-380
S2	Sp1-2	Gn2				4.0		
S2	Py3 Cp2	Sp2 Gn2	4.5			1.8	Py-Gn=285	Q=300-390 =180-315
S2	Py3 Gn2	Sp2-3	3.7			-1.0	Py-Gn=190	Q=270-360
S4	Py2-3 Cp2	Sp2 Gn-1-2		4.6		2.7	Sp-Gn=335	Q=230-360
S1	Sp2-3	Gn1-2		5.9				Sp=270-310
S1	Gn3					0.9		
S2	Py3-4 Cp2	Sp2-3 Gn2-3		6.7		1.4	Sp-Gn=100	Q=170-320 C=107-165 Sp=150-165
* S1/8	Py3	Sp3	8.44	7.65			Py-Sp=340	
* S4	Py2	Sp2	3.74	3.83				
* S4	Sp3	Cp2		7.78	8.26			
* S1	Gn2					6.6		
* S1	Gn2					5.98		
* S2	Sp2	Cp1 Gn1		3.73	4.24	2.04		
* S0	Sp3	Gn2		7.73		5.79		
* S4	Py2 Gn2	Sp2 Cp1	4.47	3.35	3.66	1.8	Py-Sp=295 Py-Gn=285 Cp-Gn=300	
* S1	Sp2-3			4.59				
* S2				4.42				
* S2	Py1	Sp1	4.38	3.77			Py-Sp=410	
* S2	Py1		5.53					

* - vzorky z depozitu M. Kalinaja analyzované v GS SR Bratislava
* - samples from M. Kalinaj's deposit analysed in GS SR, Bratislava

Interpretácia výsledkov a diskusia

Kinematický vývoj

Dešifrovaný kinematický vývoj rudného poľa reprezentuje deformačné štádium D1 až D4, v ktorých sa formovali zlomové štruktúry. S ich postupnou aktivitou korešpondoval polyfázový mineralizačný proces. Tieto štruktúry kontrolovali formovanie sa dvoch vekovo rozdielnych hlavných žilných systémov - staršieho Svetozár (S2) a mladšieho Rozália (S1), ktoré sa odlišujú hlavne morfológiou a mineralizáciou.

Formovanie žilného systému Svetozár v deformačnom štádiu D1 determinovali zlomové štruktúry smeru SV-JZ s posunovým až prešmykovým pohybom. Ako výsledok subvertikálnej extenzie sa otvorila plocho uložená štruktúra žily Svetozár, ako aj podobné žilné systémy v jej nadloží a podloží a vyplnila ich mezotermálna zlato-(karbonátovo-)kremeňová mineralizácia, ktorá reprezentuje vrchnú úroveň mezotermálneho systému.

V deformačnom štádiu D2 sa paleonapäťové pole reorientovalo. Extenzná zložka generovala konjugované zlomové systémy smeru SSV, charakteristické pre grabenové a hrastové štruktúry. Hlavnou plochou strižnej (zlomovej) zóny sa stala žila Rozália a ovplyvnila dezintegráciu mezotermálnej výplne žily Svetozár. Konjugované zlomové systémy subparalelné so žilou Rozália sa zároveň stali aj významnými štruktúrami, ktoré pravidelne v 15 - 25 m vzdialenosti porušili rudné pole.

Neskôr generované fluidá epitermálnej drahokovovo-polymetalickej mineralizácie vyplnili otvorené priestory vzniknuté modifikáciou žily Svetozár a vývojom konjugovaných zlomových systémov. Medziblokové posuny vyvolali aj prizlomovú ohybovú deformáciu žily Svetozár. Najvyššia koncentrácia drahokovovej mineralizácie je

vždy v blízkosti extenzných štruktúr konjugovaného zlomového systému.

Priestor žily Svetozár sa v deformačnom štádiu D3 rozčlenil na niekoľko navzájom posunutých a pootočených blokov. Zlomové plochy nie sú výrazne mineralizované, iba miestami ich prekrýva vrstvička syntektonicky vyťahovaných karbonátov.

V deformačnom štádiu D4 vznikli v celom rudnom poli poklesové zlomy smeru SSZ-JJV a otvorené extenzné pukliny mineralizované drúzami kalcitu a barytu.

Alterácie

V mnohých oblastiach s mezotermálnou mineralizáciou majú zóny alterácie rovnomerný vývoj a distribúciu v okolí mineralizovaných štruktúr, ktoré reprezentovali prostredie s najvyšším prienikom fluid (Rose a Burt, 1979; Robert a Brown, 1986). Naproti tomu v iných ložiskách s mezotermálnou mineralizáciou sú zóny alterácie vyvinuté veľmi slabo, hoci vnútorné časti centrálnej fylickej alterácie priliehajú k mineralizovaným štruktúram (Williams, 1974; Patterson, 1982; Goldfarb et al., 1986; Peters, 1987). Obmedzenie alteračnej asociácie do úzkych zón indikuje, že sa prienik fluid sústreďoval predovšetkým do štruktúr s vysokou permeabilitou.

Premeny v okolí žilného systému Svetozár a žilnej štruktúry S3 a S4 v úrovni 14. obzoru potvrdili alteračnú stavbu, ktorej evolúcia a charakter korešpondujú s mezotermálnymi a epitermálnymi mineralizačnými udalosťami. Charakterizuje ju postupný prechod z vyššietermálnej asociácie alteračných minerálov do nižšej: vysokotermálna K silikátová alterácia - nižšietermálna K silikátová alterácia - sericitizácia - intermediárna argilitizácia.

Premeny sú v superpozícii (od vyššietermálnych k nižšietermálnym) k mineralizovaným štruktúram. Tie okrem propylitizácie (a doposiaľ presnejšie nelokalizovanej vysokotermálnej K silikátovej alterácie, resp. subfácií pervazívnej alterácie) zvyčajne tvoria len úzke, niekoľko cm mocné zóny - obaly žíl, ktoré sú nerovnomerne vyvinuté v žilnom systéme Svetozár a v žilnej štruktúre S3 a S4.

V celkovom usporiadaní premien v alteračnej schéme však nie sú ostré hranice a mladšie nižšietermálne premeny viac-menej zastierajú staršie, resp. sú v naloženej pozícii. Úzke alteračné zóny priliehajúce k žilám indikujú jednak nízky stupeň interakcie fluid s okolitými horninami, ako aj dynamický prienik fluid v iniciálnej fáze formovania výplne týchto štruktúr.

Alterácie korešpondujúce s mezotermálnym štádiom sú zvyčajne intenzívne prepracované. Zodpovedajú, resp. zodpovedali interným zónam priliehajúcim k žilám a prevažne tvoria už iba intražilnú ílovú výplň (illit ± chlorit), ktorá reprezentuje inkorporované relikty (preplástky) alterovaných hornín, ktoré sú premiešané s karbonátovo-kremeňovou výplňou, alebo obaľujú drobné kremeňové šošovky a fragmenty brekcií v asymetrických budinách, mineralizovaných štruktúrach; nerovnako mocný okrajový lem v ich smernom rozsahu.

Širší (15 cm) ílový lem priliehajúci k hrubším (2 - 4 m) mineralizovaným asymetrickým budinám dosť výrazne ovplyvnil ich vývoj a vytvoril podmienky na ich ďalší rast, ako aj na intenzívny prienik fluid ako výsledok mechanických a chemických zmien okolitých hornín. S tým bezprostredne súviselo aj zmäkčovanie kremeňovej výplne, ktoré ovplyvnila aj koexistujúca chemická preparácia - chloritizácia, ďalej frakturácia, brekciácia a zvýšená porozita výplne okolia.

Dehydratácia ílového lemu, ako aj intražilnej ílovej výplne znížila ich priepustnosť, a preto boli vystupujúce, migrujúce fluidá blokované v zlomových zónach, resp. lokálne, aktivovaním tlaku zrejme uzatvorené (Wang et al., 1979). S rastúcou kompresiou sa z ílového lemu a intražilnej ílovej výplne zrejme uvoľňovali vyššie salinné fluidá do okolia alebo priamo do zlomov (Wang-Mao, 1979), čo zrejme výraznejšie ovplyvnilo fyzikálne a chemické vlastnosti mineralizujúcich fluid. Prejavilo sa to zvýšenou precipitáciou kremeňa a rudných minerálov (Henley, 1991). S rastom intenzity tzv. fylickej alterácie sa aj bezprostredne pri prívodných štruktúrach (v oblasti illitizácie - muskovitizácie) uvoľňoval Si a zrejme tiež vstupoval do cirkulujúcich fluid (Coveney, 1981; Peters, 1993a-b), resp. bol asimilovaný, a tak nasledovala silicifikácia okolitých hornín.

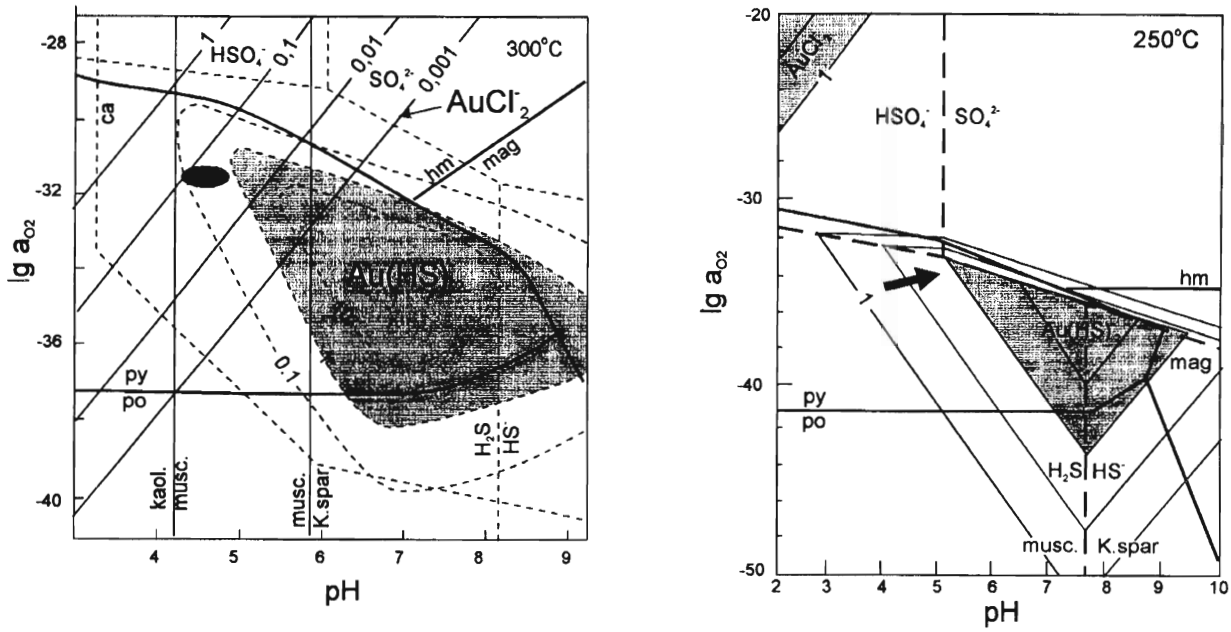
Minerálna asociácia vysokotermálnej K silikátovej alterácie K živec - sekundárny biotit - epidot (takmer úplne vylučuje prítomnosť vyššieho podielu CO_2 v roztoku (Sander a Einaudi, 1990), ako aj pravdepodobnosť primárneho varu tohto roztoku) silno minimalizuje alternatívu, že sa z fluid iniciálnej fázy hydrotermálnej aktivity formovali alterácie a mineralizácia zodpovedajúca vyššiemu sulfidačnému typu. Tento fakt doteraz v oblasti jednoznačne potvrdzuje aj chýbanie údajov o typomorfných minerálnych fázach (napr. pyrofylit, alunit, enargit, resp. „vuggy" kremeň) v žilných štruktúrach.

Vzťah medzi K živcom, muskovitom, resp. illitom v paragenetickej asociácii nižšietermálnej K silikátovej alterácie (obr. 22g-h) a distribúciou mezotermálnej zlato-(karbonátovo-)kremeňovej mineralizácie demonštruje, že depozícia Au prebiehala prednostne v poli stability muskovitu (illitu; obr. 35), proces charakterizovali zmeny pH fluid; fluidá boli v relatívnej rovnováhe s okolitou K silikátovo alterovanou horninou (chýba zatláčanie K živca muskovitom) a že výrazné chemické a teplotné gradienty v čase formovania žilnej výplne zrejme chýbali (Berger et al., 1992).

Pravdepodobne už v iniciálnej fáze epitermálneho procesu nastala alterácia K živca (aduláru) illitom (obr. 22h). Prechod od muskovitu s vysoko usporiadaným typom štruktúry do hydratovaného illitu štruktúrnej modifikácie $2M_1$ a $1M$, ktorý sprevádzal pokles obsahu K_2O a Al_2O_3 (obr. 23 a tab. 2), bol odrazom poklesu teploty. Pre sericitizáciu v študovanej oblasti bol charakteristický široký interval počas hydrotermálneho procesu, a tak v podstate trvala až do skončenia mladšej fázy epitermálnych mineralizačných udalostí.

Vzťah minerálnych paragenéz

Iniciálne štádium epitermálnych mineralizačných udalostí reprezentovala depozícia hohatších akumulácií sfale-



Obr. 33. Diagram lg ao_2-pH ilustruje podmienky mineralizácie v žilnom systéme Svetozár, 14. obzor bane Rozália, Banská Hodruša; A - teplota 300 °C, 1 kbar, zloženie roztoku s celkovou S ΣS = 0,5 *m*, $[Ca^{2+}]$ = 0,01 m, $[K^+]$ = 0,05 *m*, a_{Cl^-} do 0,01, zastúpenie Au ako $AuCl^-_2$ a $Au(HS)^-_2$ je podľa Sewarda (1984). Fluidum je modelované za predpokladu redukčných, slabo acidných podmienok lg ao_2 ≈ -32, pH ≈ 4,5 - 5,0 a indikuje prieniky poľa pyritu, muskovitu, karbonátu a H_2S. Ak sa CO_2 stratilo z roztoku (karbonatizáciou), roztok sa stal menej acidný (zmena nastáva v smere doprava čiernej elipsy) a ako výsledok toho precipitovalo Au. Sivá časť ukazuje oblasti relatívne vysokej rozpustnosti alebo pomeru Au/Ag rozpustnosti. Skratky: py - pyrite, po - pyrrhotite, ca - carbonate, hm - hematite, mag - magnetite, kaol. - kaolinite, musc. - muscovite, K.spar - K feldspar (diagram je konštruovaný a modifikovaný podľa Sandera a Einaudyho, 1990 a Leitcha et al., 1991); B - teplota 250 °C, celková koncentrácia S ΣS - do 0,01 m, a_{Cl^-} (celková aktivita chloridu) do 0,1 *m*, kontúry rozpustnosti Au sú v μg/kg (modifikované podľa Shenbergera a Barnesa, 1989; Sandera a Einaudyho, 1990 a Gammonsa a Williamsa-Jonesa, 1995).

Fig. 33. Plot of lg ao_2-pH illustrates conditions of mineralization in the Svetozár vein system, 14th level, Rozália mine, Banská Hodruša; A - temperature 300 °C, 1kbar, composition of solution with total sulphur S ΣS = 0.5 *m*, $[Ca^{2+}]$ = 0.01 m, $[K^+]$ = 0.05 *m*, a_{Cl^-} do 0.01, content of Au as $AuCl^-_2$ and $Au(HS)^-_2$ (according to Seward, 1984). Construction of the fluid model is based on the assumption that there were reduction, weakly acid conditions lg ao_2 ≈ -32, pH ≈ 4.5 - 5.0, and these indicate penetration of field of pyrite, muscovite, carbonate and H_2S. Depletion of CO_2 from solution (e. g., during carbonatization) resulted in less acid one (changes set in right of dark ellipse) and owing to Au precipitated. The grey part shows areas of relative high dissolution or ratio of Au/Ag dissolution, abbreviations: pyrite, po - pyrrhotite, ca - carbonate, hm - hematite, mag - magnetite, kaol - kaolinite, musc - muscovite, K-spar -K-feldspar), construction and modification of plot according to Sander and Einaudy, 1990, Leitch et al., 1991); B - temperature 250 °C, total concentration of sulphur ΣS - to 0.01 *m*, a_{Cl^-} (total activity of chloride) to 0.1 *m*, dissolution contours for Au are in μg/kg (modified after Shenberger and Barnes, 1989; Sander and Einaudy, 1990; Gammons and Williams-Jones, 1995).

ritu II, postupne aj chalkopyritu I a galenitu I. Neskôr sa lokálne vo vyššom obsahu vylúčil rodochrozit a rodonit (obr. 25). Depozícia bohatších akumulácií sfaleritu, neskôr chalkopyritu a galenitu bola významná z hľadiska remobilizácie rýdzeho Au (Au I) z mezotermálnej karbonátovo-kremeňovej výplne žilného systému Svetozár, ako aj koncentrácie Au vyššej rýdzosti (Au II).

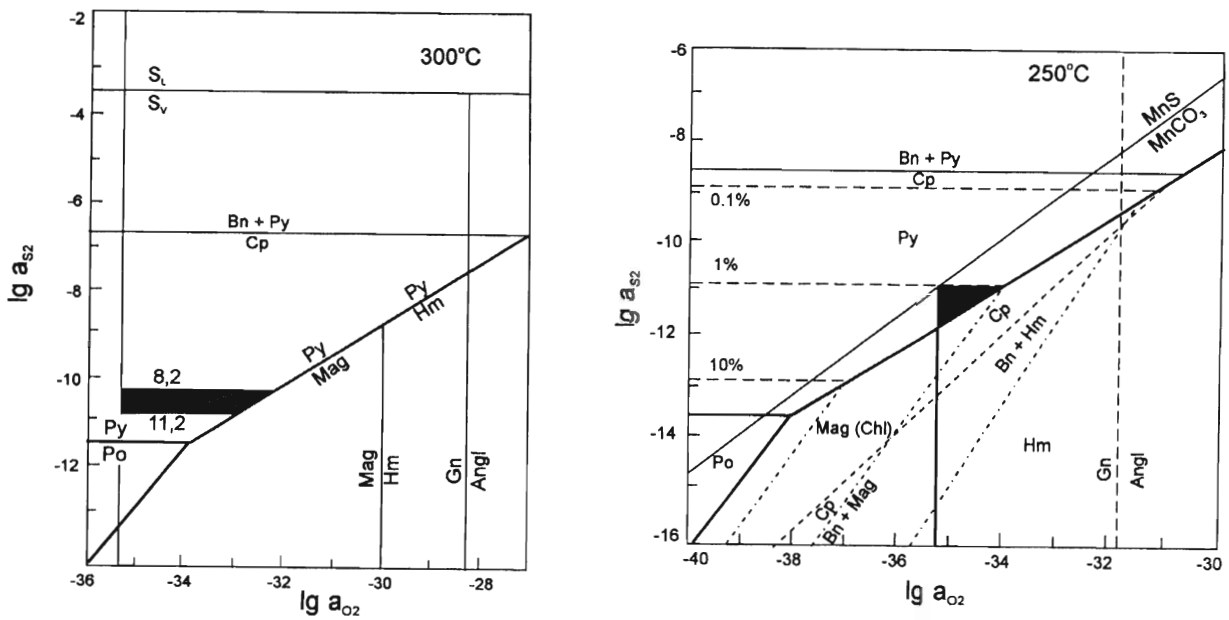
Depozíciu mladšej epitermálnej drahokovovo-polymetalickej mineralizácie kontroloval systém zlomov smeru SSV-JJZ, v ktorých je v najvyššom obsahu. V žilnom systéme Svetozár a žilnej štruktúre S3 a S4 sú paragenetické asociácie mladšej epitermálnej mineralizácie naložené na staršej generácii polymetalických sulfidov a intenzívne ich metasomaticky zatláčajú.

Jej charakteristické znaky sú: často výrazná prevaha galenitu II nad ostatnými polymetalickými sulfidmi; výrazná afinita elektra ku galenitu II; zhluky väčšieho počtu až makroskopicky veľkých zlatiniek v kremeni; zvýšený obsah Ag v galenite; lokálne vyšší obsah Ag tetraedritu, polybázitu, pyrargyritu a hessitu. S mladšími mineralizačnými udalosťami, ktoré reprezentovala najmä depozícia bohatších akumulácií galenitu II, koincidovala precipitácia podstatne vyššej koncentrácie Au. V oblasti najvýznamnejšia „Au udalosť" súvisela s tzv. „galenitovým pulzom".

Geochémia prostredia vylučovania mineralizácie a transportu

Získané výsledky ukazujú, že sa mineralizujúce roztoky vyvíjali od iniciálnych vysokotermálnych na H_2O bohatých do nízkotermálnych H_2O dominantných ±CO_2 fluíd.

Nízkosalinné na H_2O bohaté fluidá, z ktorých vznikli mezotermálne zlaté žilné ložiská, sa vo svete vyskytujú v nižšom podiele (asi 1/3; Andrews et al., 1986). Na vysvetlenie transportu a depozície Au + (Cu-Pb-Zn) vo vulkanogénnych oblastiach sa akceptuje model (Eldrige et al., 1983, Pisutha et al., 1983; Hayba et al., 1985; Huston a Large, 1989; Gammons a Williams-Jones, 1995), podľa ktorého sa Au transportuje ako chloridové komplexy $AuCl^-_2$ a tiokomplexy. O Au v asociácii s Cu-Pb-Zn-



Obr. 34. Diagram lg as_2-o_2 pri 300 a 250 °C ilustruje polia stability minerálov, pravdepodobný rozsah aktivity S a O a podmienky formovania (čierne oblasti) mezotermálnej Au kremeňovej (A) a epitermálnej drahokovovo-polymetalickej mineralizácie (B) v priebehu žilného systému Svetozár, 14. obzor bane Rozália, rudné pole Banská Hodruša. Čiarkované línie s označením 0,1 - 10 % zodpovedajú obsahu FeS (mol. %) vo sfalerite, rozsah lg as_2 je prepočítaný z obsahu FeS vo sfalerite podľa Scotta a Barnesa (1971), stabilita $MnCO_3$ je na základe fugacity $CO_2 \approx 0{,}5$. Diagramy sú konštruované podľa Bartona et al., 1977 a Soa et al. (1991). Skratky: Bn - bornite, Cp - chalcopyrite, Chl - chlorite, Gn - galena, Angl - anglesite, ostatné ako na obr. 33.

Fig. 34. Plot of lg as_2-o_2 under 300 and 250 °C illustrates mineral phases stability, assumed interval of sulphur and oxygen activities and conditions of formation (dark areas) of mezothermal Au-quartz (A) and epithermal precious-and base metal mineralization (B) in the Svetozár vein system, 14th level of the Rozália mine, Banská Hodruša. Dashed lines with 0.1 - 10 % correspond to FeS content (mole. %) in sphalerite, intervals of lg as_2 are calculated from the FeS content in sphalerite (after Scott and Barnes, 1971), basis on fugacity $CO_2 \approx 0.5$ the $MnCO_3$ stability is calculated, and construction of the plots are according to Barton et al., 1977; So et al., 1991. Abbreviations: Bn - bornite, Cp - chalcopyrite, Chl - chlorite, Gn - galena, Angl - anglesite, the others are as in Fig. 33.

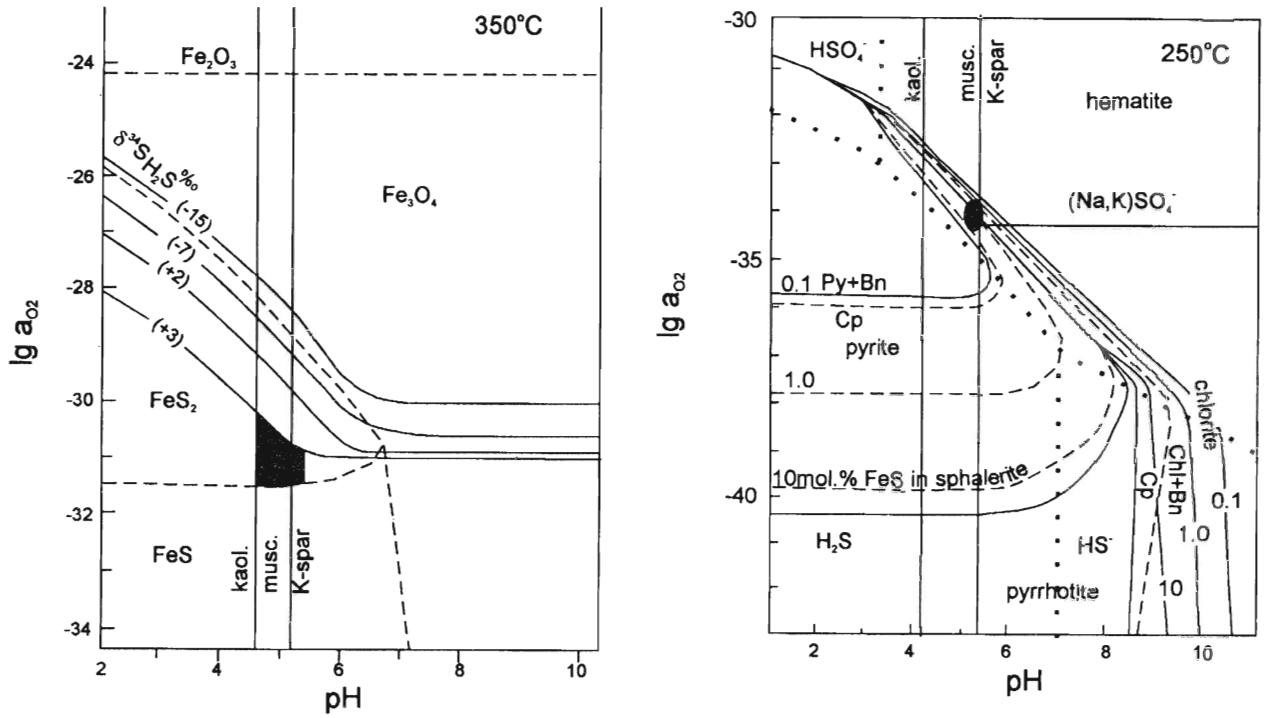
Ag v epitermálnej mineralizácii sa predpokladá, že ho transportovali hlavne bisulfidické komplexy $Au(HS)^-_2$.

Chloridové komplexy $AuCl^-_2$ (z ktorých Au precipituje vo vyššietermálnej mineralizácii) sú transportované teplejšími fluidami (>300 °C) a Au z nich precipituje ako výsledok poklesu teploty alebo zmeny pH (preto Au nie je bezprostredne v asociácii so sulfidmi, ale vystupuje samostatne; Huston a Large, 1989). Naproti tomu $Au(HS)^-_2$ transportujú relatívne chladnejšie (<300 °C) fluidá a precipitácia Au (ako výsledok zvýšenej rozpustnosti $Au(HS)^-_2$ rastie s poklesom S (pod vplyvom oxidácie alebo precipitácie sulfidov, napr. pyritizácie; Cathles, 1986; Romberger, 1986; Wells a Ghiorso, 1988).

Chemické zmeny hydrotermálnych fluid, v ktorých Au bolo v oblasti transportované pravdepodobne ako chloridové $AuCl^-_2$ a bisulfidické $Au(HS)^-_2$ komplexy a prepočítané údaje rozpustnosti Au v roztoku demonštruje obr. 33 (obsah Au ako $AuCl^-_2$ a $Au(HS)^-_2$ podľa Sewarda, 1984). V redukčných, slabo acidných podmienkach je log $ao_2 \approx -32$ a pH ≈ 4,5. Pri teplote 300 °C a v poli stability pyritu, muskovitu, karbonátu (identifikovaných v asociácii alteračných minerálov) a H_2S, dominovali chloridové komplexy $AuCl^-_2$. Au precipitovalo redukciou (Au^+) v $AuCl^-_2$ na (Au°). Elektróny sa uvoľnili ako výsledok (súčasnej) oxidácie S^{-2} v H_2S na S^- v pyrite a nízky obsah S^{-2} oxidovaný na S^- korešpondoval s nízkym obsahom precipitovaného Au. To indikuje jednak silnú koreláciu medzi objemom Fe^{2+} a depozíciou pyritu, ako aj celkovým obsahom precipitovaného Au (Leitch et al., 1991). Akcesorický obsah pyritu I v mezotermálnej zlato-(karbonátovo-)kremeňovej mineralizácii žilného systému Svetozár zrejme silno determinoval aj kvantitatívne nízku depozíciu rýdzeho Au.

Koncentrácia chloridu v mnohých epitermálnych ložiskách a geotermálnych zlatonosných systémoch je nižšia ako 0,33 *m* (Seward, 1984). Na epitermálnu mineralizáciu v oblasti sa aplikovala hodnota $a_{Cl^-} = 0{,}1$, ktorá korešponduje s 0,17 *m* NaCl roztokom 250 °C (Barnes, 1979). Z obr. 33b vychodí, že pole, v ktorom je vysoká rozpustnosť Au - $Au(HS)^-_2$, zjavne koinciduje s poľom pyritu. Indikuje to, že Au mohlo byť transportované a vylučovalo sa v rovnováhe s pyritom a maximálna rozpustnosť Au ako $Au(HS)^-_2$ bola v poli prieniku H_2S-HS^--SO^{-2}_4 (v smere šípky). Pri konštantnej hodnote ao_2 je maximálna koncentrácia $Au(HS)^-_2$ pri pH = pK_{H2S} (Au je v oxidačnom stave fixované v sulfát - sulfide; Shenberger a Barnes, 1989).

Zvýšená rozpustnoť Au ako $AuCl^-_2$ nastala len v rovnováhe s hematitom. Napriek rastúcej aktivite chloridu



Obr. 35. Diagram lg ao_2-pH, teplota 350 a 250 °C ilustruje podmienky a prostredie depozície (čierne oblasti) mezotermálnej Au kremeňovej (A) a epitermálnej drahokovovo-polymetalickej (B) mineralizácie v žilnom systéme Svetozár, 14. obzor bane Rozália, rudné pole Banská Hodruša; A - pevné línie indikujú kontúry hodnôt $\delta^{34}S$ z H_2S roztoku s hodnotou $\delta^{34}S$-ΣS = 3 ‰, vertikálne línie ukazujú hranice muskovitu - kremeňa - K živca a kaolinitu - muskovitu (upravené podľa Soa et al., 1991); B - teplota 250 °C, ΣS = 0,02 m, celková salinita: 1 m s Na^+/K^+ = 9 (diagram modifikovaný podľa Bartona et al., 1977; Haybu et al., 1985; Shikazona a Shimiza, 1992).

Fig. 35. Plot of lg ao_2-pH, temperature 350 and 250 °C illustrates conditions and space of deposition (dark areas) of mezothermal Au-quartz (A) and epithermal precious-and base metal (B) mineralization in the Svetozár vein system, 14th level of the Rozália mine, Banská Hodruša ore field; A - solid lines indicate contours of $\delta^{34}S$ from H_2S for solution with $\delta^{34}S$-ΣS = 3 ‰, vertical lines show borders of muscovite-quartz-K-feldspar and kaolinite-muscovite (modified after So et al., 1991); B - temperature 250 °C, ΣS = 0.02 molal, total salinity: 1 molal with Na^+/K^+ = 9 (plot is modified after Barton et al., 1977; Hayba et al., 1985; Shikazono and Shimizu, 1992).

a_{Cl^-} 1,0 koncentrácia transportovaného Au (v poli pyritu) neprekračuje 1 g/kg, pokiaľ pH roztoku má vyššiu hodnotu ako 3 (obr. 33b; sivé pole v ľavom rohu). Transport $AuCl^-_2$ determinuje nízka hodnota pH, vysoká ao_2, vysoká koncentrácia chloridu a rastúca teplota roztoku, t. z. že ak je Au transportované ako $Au(HS)^-_2$, nebude precipitovať acidnou neutralizáciou (Shenberger a Barnes, 1989).

Oxidácia sulfidov patrí medzi efektívne mechanizmy, ktoré významne ovplyvňujú precipitáciu Au, kým var roztoku ju nemusí podmieniť, pretože ho sprevádza rast pH (Drummond a Ohmoto, 1985). V úrovni 14. obzoru bane Rozália sa zaznamenali len veľmi slabé indície varu roztokov.

Pre vylučovanie a depozíciu Au (v predmetnej oblasti) je dosť rozhodujúce chladnutie roztokov (Cathles, 1977). V takom prípade rozhoduje, že v hydrotermálnom systéme nie je pravdepodobné, aby oxidačný stav a pH fluid zostali konštantné s teplotou (Shenberger a Barnes, 1989). Ak je oxidačný stav pufrovaný pyritom - pyrotínom, rozpustnosť Au sa zvyšuje zároveň s teplotou (naproti tomu klesá pri teplote nad 300 °C so zvyšovaním redukčných podmienok, ktoré generuje sulfátovo-sulfidový pufer). Ak pH roztoku pufruje asociácia K živec + muskovit + kremeň, rozpustnosť je teplotou slabo ovplyvnená. Rozpustnosť Au dosahuje maximum v intervale od 200 do 250 °C, a to v závislosti od pufrovaného oxidačného stavu a obsah sulfidov v roztoku kontrolujú reakcie s okolitými horninami. Ak koncentráciu sulfidov v roztoku fixuje asociácia pyrit - pyrhotín - magnetit, rozpustnosť Au rapídne klesá s teplotou pod 300 °C a takmer sa nemení nad 300 °C (Shenberger a Barnes, 1989).

Termodynamické podmienky, ktoré zodpovedali depozícii mineralizácie, sú definované ďalšími vzťahmi, a to fugacitou S [$f(S_2)$] k fugacite O [$f(O_2)$] (obr. 34), fugacitou O k pH (obr. 35), teplotou k [$f(S_2)$] vypočítanou z fázových vzťahov a minerálneho zloženia v systéme Fe - Zn - S (Scott a Barnes, 1971).

Obsah FeS vo sfalerite I, ktorý je v asociácii s pyritom I a Au I v mezotermálnej zlato-(karbonátovo-)kremeňovej mineralizácii, je v intervale od 11,2 do 8,2 mol. % (v priemere 9,1) a korešponduje s poklesom hodnoty log as_2 od -5 do -11. Homogenizačná teplota z fluidných inklúzií z asociujúceho kremeňa a karbonátu indikuje pokles teploty od 395 do 280 °C.

Vo sfalerite (II - III) v asociáciách z epitermálnej drahokovovo-polymetalickej mineralizácie je pomerne úzky in-

terval obsahu FeS, klesá od 4,25 - 1,55 (v staršej generácii v priemere 2,17) do 1,85 - 0,35 mol. % (v mladšej generácii v priemere 0,74) a korešponduje s log as_2 -7 až -12. Homogenizačná teplota z fluidných inklúzií zo sfaleritu, kremeňa a karbonátu indikuje teplotu od ≈ 330 do ≈ 210 °C (staršej generácie) a od ≈ 305 do ≈ 130 °C (mladšej generácie).

Teplotné variácie medzi tromi mineralizačnými udalosťami sa prejavujú v zmenách pozície rovnovážnych vzťahov, avšak celkovú topológiu diagramu neovplyvňujú (obr. 34). Výskyt pyritu a absencia magnetitu, resp. grafitu v asociácii mezotermálnej mineralizácie umožňuje rekonštruovať (minimálne a maximálne hodnoty log ao_2 od ≈ -35,5 do ≈ -30 a log as_2 (vypočítaný z obsahu FeS vo sfalerite I = 11,2 - 8,2 mol. %). Asociácia pyrit - magnetit - hematit už zo staršej epitermálnej mineralizácie indikuje log ao_2 -30 a absencia anglesitu indikuje maximálnu hodnotu log ao_2 <-28,3 (obr. 34a).

Výskyt rodochrozitu, rodonitu a absencia alabandínu v minerálnej asociácii z epitermálnej drahokovovo-polymetalickej mineralizácie (za predpokladu, že log fCO_2 je 0,5) indikuje minimálnu hodnotu log ao_2 ≈ -35,2 (obr. 34b). Celkové, pravdepodobné podmienky depozície mineralizácie v oblasti (obr. 34a, b) sú: (1) zlato-(karbonátovo-)kremeňová mezotermálna (T ≈395 - 290 °C), log as_2 ≈-5 -11, log ao_2 ≈ -35,5 - 32 pri 300 °C; (2) epitermálna - staršia vyššietermálna a mladšia nižšietermálna drahokovovo-polymetalická (T ≈ 330 - 210 °C, 305 - 130 °C), log as_2 ≈ -7 -12 a log ao_2 ≈ -35,2 -34 pri 250 °C. Postupné zníženie teploty [$f(S_2)$] a čiastočné zvyšovanie fo_2 indikujú zmeny v hydrotermálnom systéme, ktoré mohli vyvolať napríklad prienik chladnejších a viac oxidovanejších fluid v mladších fázach tektonickodeformačných a epitermálnych mineralizačných udalostí.

Súbor údajov z izotopového zloženia S zo sulfidov (tab. 13) umožňuje predbežne uvažovať aj o pôvode fluid. Pyrit 1 a sfalerit 1 z mezotermálnej mineralizácie majú hodnotu $\delta^{34}S$ v intervale 4,38 - 5,53 ‰ a 3,77 - 4,42 ‰. Sulfidy v asociácii zo staršej epitermálnej mineralizacie majú nasledujúce hodnoty $\delta^{34}S$: Py 2 = 3,74 - 4,47, Sp 2 = 2,5 - 5,9, Cp 1 = 3,66 - 4,24, Gn 1 = 1,4 - 2,7; sulfidy v asociácii z mladšej epitermálnej mineralizácie majú takéto hodnoty $\delta^{34}S$: Py 3 = 4,4 - 8,44, Sp 3 = 4,59 - 7,78, Cp 2 = 8,26, Gn 2 = - 1,0 - 8,79 a Gn 3 = 0,9 - 1,4.

Pyritovo-sfaleritový pár z mezotermálneho štádia má hodnotu $\delta^{34}S$ = 0,61, ktorá korešponduje s teplotou 410±25 °C (Ohmoto a Rye, 1979), čo je v podstate v zhode s Th primárnych inklúzií z asociujúcich kremeňov a karbonátu. Z dvojíc sulfidov zo staršieho epitermálneho štádia sú takéto hodnoty $\delta^{34}S$: Py-Sp = 0,79 - 1,12, 340 - 295 °C, Py-Gn = 2,7 - 2,67, 340 - 285 °C, Cp-Gn = 1,55, 300 °C, Sp-Gn = 1,95 - 2,0, 335 - 330 °C, ktoré korešpondujú s homogenizačnou teplotou z primárnych inklúzií z kremeňov a sfaleritu. Z mladšieho epitermálneho štádia sú hodnoty $\delta^{34}S$ z páru Py-Sp = 1,9, 125 °C; Py-Gn = 4,7, 190 °C, Sp-Gn = 5,3, 100 °C.

Z pravdepodobného intervalu teploty depozície v rámci mineralizačných štádií (z údajov fluidných inklúzií z asociujúcich minerálov) sú aplikované hodnoty $\delta^{34}S$ z H_2S pre mezotermálne štádium 3,0 - 3,9; staršie epitermálne 2,9 - 5,7 a mladšie epitermálne 3,1 - 7,3. Rast $\delta^{34}S$ z H_2S od mezotermálneho štádia po mladšie epitermálne, možno interpretovať vzťahom fugacity O [$f(O_2)$] k pH (obr. 35). Na obr. 35 je diagram A skonštruovaný pre 350 °C mezotermálneho štádia (rozdiel medzi mineralizačnými štádiami je >200 °C a ovplyvnil by celkovú topológiu diagramu pre výrazné zmeny rovnovážných vzťahov) a sumárny diagram B pre 250 °C epitermálneho štádia. V diagrame A (obr. 35) sú vyznačené polia stability minerálov v systéme Fe - O - S (log S = -2 *m*) a línie hodnôt $\delta^{34}S$ z H_2S (fluidum s $\delta^{34}S$ S = 3,0 ‰). Prítomnosť pyritu, asociácie alteračných minerálov K živec - kremeň - muskovit a malé variácie $\delta^{34}S$ z H_2S v mezotermálnom štádiu dokumentujú pravdepodobný charakter fluid zodpovedajúci tmavo vyznačenej ploche v diagrame A (obr. 35; v poli K živca, a najmä muskovitu).

V diagrame B (obr. 35) vidieť nepatrný posun v pH k hodnote 5,5 a zníženie [$f(O_2)$], ale čiastočné zníženie $\delta^{34}S$ z H_2S na 2,9 v iniciálnej fáze epitermálneho štádia, depozícia magnetitu a postupný rast $\delta^{34}S$ k 5,7 indikujú zmenu charakteru fluid (pH dosahovalo 6,5) v porovnaní s mezotermálnym štádiom. Zmeny v povahe fluid zrejme nastali aj v iniciálnej fáze mladšieho epitermálneho štádia (pokles $\delta^{34}S$ na hodnotu 3,1 a opätovné postupné zvýšenie na 7,3), hoci v sumárnom diagrame B pre epitermálne štádium je celkový trend zvýšenia pH minimálny.

Takéto variácie môžu nastať pri rovnakej koncentrácii celkovej S v hydrotermálnom systéme, ale indikujú nielen rozdiely v H_2S - stratu degazáciou, oxidáciu, ale aj prítomnosť vyššieho obsahu HS^- vo fluide. Fluidá v epitermálnych systémoch, z ktorých v záverečných fázach precipituje hlavne drahokovová mineralizácia, charakterizuje zvýšená koncentrácia HS^-. Determinuje ju pokles teploty a rast pH (Shikazono a Shimizu, 1992). Údaje z izotopov S s hodnotou $\delta^{34}S$ [ΣS] ≈3 ‰ indikujú v študovanej oblasti magmatický pôvod S, a to zrejme priamo z hlbšie situovaných magmatických fluid.

Záver

Kinematický vývoj rudného poľa reprezentujú deformačné štádium D1 až D4, počas ktorých sa formovali zlomové štruktúry. S ich postupnou aktivitou korešpondoval polyfázový mineralizačný proces. Tieto štruktúry kontrolovali formovanie dvoch vekovo rozdielnych hlavných žilných systémov - staršieho Svetozár, so smerom ZSZ-VJV a s miernym sklonom na JZ a (2) mladšieho priečneho žilného systému Rozália so smerom na SSV-JJZ a so strmým sklonom na JVV. Tieto systémy sa odlišujú hlavne morfológiou a povahou mineralizácie a sú vyvinuté najmä v pyroxenickom andezite a v menšej miere na kontakte andezitu s kremeňovo-dioritovým porfýrom.

V intervale smeru žilného systému Rozália je mineralizovaná štruktúra S3 a S4, ktoré varírujú v smere SSV-JJZ až S-J. Zlomy subparalelné s týmto smerom pretínajú žilný systém Svetozár a v ich prienikoch je vysoká koncen-

trácia mineralizácie so zvýšeným obsahom Au a polymetalických sulfidov.

Mikroštruktúrne vzťahy potvrdili prítomnosť viacerých generácií rudných minerálov. V žilnom systéme Svetozár a v žilnej štruktúre S3 a S4 sa identifikoval pyrit I - IV, sfalerit I - III, chalkopyrit I - III, galenit I - III, Au I - III, tetraedrit, hessit, Te polybázit a vytvárajú štyri hlavné parageneticke asociácie: (1) Py I - Au I ± Sp I; (2) Py II - Sp II - Ccp I - Gn I - Au II - Au III; (3) Py III - Sp III - Ccp II - Gn II - Au III - Td-Plb-Hs; (4) Py IV - Ccp III (?) - Gn III (?) - Hm.

Parageneticke asociácie žilného systému Svetozár a žilnej štruktúry S3 a S4 vznikli v troch hlavných mineralizačných a štyroch tektonických udalostiach. Vznik prvej (drahokovovej mezotermálnej) a časti druhej (staršej epitermálnej) parageneticke asociácie korešpondoval s deformačným štádiom D1, vylučovanie druhej a tretej s D2 a záverečné štádium vzniku mladšej epitermálnej mineralizácie súviselo s deformačným štádiom D3 a D4.

Premeny v okolí žilného systému Svetozár a žilnej štruktúry S3 a S4 v úrovni 14. obzoru potvrdili alteračnú stavbu, ktorej evolúcia a charakter korešpondujú s mezotermálnymi a epitermálnymi mineralizačnými udalosťami. Charakterizuje ju postupný prechod z vyššietermálnej asociácie alteračných minerálov do nižšej: vysokotermálna K silikátová alterácia - nižšietermálna K silikátová alterácia - sericitizácia - intermediárna argilitizácia. Sú v superpozícii (od vyššietermálnych po nižšietermálne) k mineralizovaným štruktúram a tvoria úzke niekoľko cm mocné zóny - obaly žíl nerovnomerne vyvinuté v žilnom systéme Svetozár a v žilnej štruktúre S3 a S4.

V celkovom usporiadaní premien nie sú ostré hranice a mladšie nižšietermálne premeny zastierajú staršie, resp. sú v naloženej pozícii. Úzke alteračné zóny priliehajúce k žilám indikujú nízky stupeň interakcie fluid/okolitých hornín, ako aj dynamický prienik fluid v iniciálnej fáze formovania sa výplne týchto štruktúr.

Premeny korešpondujúce s mezotermálnym štádiom sú zvyčajne intenzívne prepracované. Zodpovedali interným zónam priliehajúcim k žilám a prevažne tvoria už len intražilnú ílovú výplň (illit ± chlorit), reprezentujúcu inkorporované relikty (preplástky) alterovaných hornín, ktoré sú alebo premiešané s karbonátovo-kremeňovou výplňou, alebo obaľujú drobné kremeňové šošovky a fragmenty brekcií v asymetrických budinách, mineralizovaných štruktúrach a nerovnako mocný okrajový lem v ich smernom rozsahu.

Pravdepodobné podmienky depozície mineralizácie v oblasti sú takéto: (1) zlato-(karbonátovo-)kremeňová mezotermálna (T 395 - 290 °C), log as_2 -5 -11, log ao_2 - 35,5 -32 pri 300 °C; (2) epitermálna - staršia vyššietermálna a mladšia nižšietermálna drahokovovo-polymetalická (T 330 - 210 °C, 305 - 130 °C), log as_2 -7 -12 a log ao_2 -35,2 -34 pri 250 °C. Postupné zníženie teploty [$f(S_2)$] a čiastočné zvýšenie f_{o2} indikujú zmeny v hydrotermálnom systéme, čo pravdepodobne vyvolal prienik chladnejších a oxidovanejších fluid v mladších fázach epitermálnych mineralizačných udalostí.

Spolu s výskytom už reliktnej mezotermálnej zlato-(karbonátovo-)kremeňovej mineralizácie v žilnom systéme Svetozár sú významné aj tieto poznatky: (1) úplná absencia znakov vyššieho sulfidačného typu hydrotermálneho systému, príp. jeho prechodu z iniciálnej fázy do nižšieho sulfidačného typu; (2) vyšší obsah teluridu Ag a Pb - hessitu, altaitu v koexistencii s galenitom a elektrom vo výplni konjugovaných zlomov a v priečnych štruktúrach s vysokou koncentráciou mladšej naloženej epitermálnej drahokovovo-polymetalickej mineralizácie. Druhý poznatok indikuje opodstatnenosť analógie mladších epitermálnych mineralizačných udalostí v štiavnicko-hodrušskom rudnom rajóne s kremnickým rudným poľom, teda podobný charakter hydrotermálneho procesu v rámci metalogenetického obvodu stredoslovenských neovulkanitov.

Poďakovanie. Úprimne ďakujeme dr. J. Hladíkovej, dr. J. Ďurišovej, dr. P. Dobešovi, dr. J. Kotulovej, dr. P. Andrášovi za pomoc pri interpretácii výsledkov a všetkým, ktorí nám akoukoľvek formou ochotne pomohli pri výskume. Za viaceré konštruktívne pripomienky ďakujeme recenzentom. Táto práca vznikla aj vďaka čiastočnej finančnej podpory grantu GA 1083.

Literatúra

Andrews, A. J., Jugon, H., Durocher, M., Corfu, F. & Lavigne, M. J., 1986: The anatomy of a gold-bearing greenstone belt. *In: Macdonald, A. J. (Ed.): Red Lake, northwestern Ontario, Canada. Gold 86, Willowdale, Ontario, Konsult Internant., 3 - 26.*

Angelier, J. & Mechler, P., 1977: Sur une methode graphique de recherche des contraintes principles egalement utilisarble en tectonique et wn seismologie: La methode des Diendres droits. *Bull. Soc. Géol. France, 19, 1309 - 1318.*

Barnes, H. L., 1979: Solubility of ore minerals. *In: Barnes, H. L. (Ed.): Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, Chap. 8, 404 - 460.*

Barton, P. B. Jr., Bethke, P. M. & Roedder, E., 1977: Environment of ore deposition in the Creede mining district, San Juan Mountains, Colorado. III Progress toward interpretation of the chemistry of ore-forming fluid for the OH vein. *Econ. Geol., 72, 1 - 24.*

Beach, A., 1980: Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian complex. *J. Struct. Geol., 2, 257 - 263.*

Berger, G. & Velde, B., 1992: Chemical parameters controlling the propylitic and argillic alteration process. *Eur. J. Mineral., 4, 1439 - 1454.*

Berger, G., Turpault, M. P. & Meunier, A., 1992: Dissolution - precipitation processes induced by hot water in a fractured granite. Part 2: Modelling of water-rock interaction. *Eur. J. Mineral., 4, 1477 - 1488.*

Bergfest, A., 1954a-d: Hodruša I.-IV. (Vyhne, Banky - Zipser šachta, Kopanice-Móder štôlňa). *Manuskript - Rudné bane Banská Bystrica, 217.*

Bernard, J. H., 1978: Přínos československých mineralogů světovému mineralogickému systému. *Nár. muzeum, Praha, 9, 19.*

Bodnar, R. J., Reanolds, T. J. & Kuehn, C. A., 1985: Fluid inclusion systematics in epithermal systems. *Rev. Econ. Geology, 2, 73 - 98.*

Borisenko, A. S., 1977: Izučenije solevovo sostava rastvorov gazovo-židkich vključenij v mineralach metodom kriometrii. *Nauka, Novosibirsk, Geologija i geofyzika, 8.*

Böhmer, M. & Štohl, J., 1968: Laws of location and Development of Endogenous Mineralization in Neovulcanites of Central Slovakia. *XXIII Intern. Geol. Congress, vol. 7, Praha, 241 - 253.*

Brun, J. P. & Cobold, P., 1980: Strain heating and thermal softening in continental shear zones. *J. Struct. Geol., 2, 149 - 158.*

Burian, J., Slavkay, M., Štohl, J. & Tözsér, J., 1985: Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. *Mineralia Slov. - Monogr., Bratislava, Alfa, 269.*

Burt, D. M., 1981: Acidity - salinity diagrams: Application to greisen and porphyry deposits. *Econ. Geol., 76, 832 - 843.*

Cathles, L. M., 1977: An analysis of the cooling of intrusives by groundwater convection which includes boiling. *Econ. Geol., 72, 804 - 826.*

Cathles, L. M., 1986: The geologic solubility of gold from 200 - 350 °C, and its implications for gold - base metals ratios in vein and stratiform deposits. *In: Clark, L. A. (Ed.): Gold in the Western Shield. Can. Inst. Min. Metall., Spec. Vol., 38, 187 - 210.*

Coveney, R. M., 1981: Gold quartz veins and auriferous granite at the Oriental Mine, Allegheny district, Cal. *Econ. Geol., 76, 2176 - 2199.*

Cox, O. P. & Singer, D. A., 1986: Mineral deposit models. *U. S. Geol. Surv. Bull., 1646, 376.*

Dong, G. & Morrison, G. W., 1995: Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin. *Mineralium Depos., 30, 11 - 19.*

Drummond, S. D. & Ohmoto, H., 1985: Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. *Econ. Geol., 80, 127 - 147.*

Eldridge, C. S., Barton, P. B. & Ohmoto, H., 1983: Mineral textures and their bearing on the formation of the Kuroko orebodies. *In: H. Ohmoto & B. Skiner, Jr. (Eds.): The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulphide Deposits. Econ. Geol., Monogr., 5, 241 - 281.*

Etchecopar, A., Vasseeur, G. & Diagnieres, M., 1981: An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *J. Struct. Geol., 3, 51 - 65.*

Fournier, R. O. & Truesdell, A. H., 1973: An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 1255 - 1275.*

Fusán, O., 1985: Náčrt hlbinnej stavby Západných Karpát. *Mineralia Slov., 17, 195 - 204.*

Gammons, Ch. H. & Williams-Jones, A. E., 1995: Hydrothermal geochemistry of electrum: Thermodynamic constraints. *Econ. Geol., 90, 420 - 432.*

Gavora, S., 1984: Záverečná správa Hodruša okolie - Vp, Pb-Zn- Cu ruda. *Manuskript - Geofond, Bratislava, 232.*

Gavora, S., 1988: Dokumentácia vrtu BLI-6 v mierke 1:100. *Manuskript - GP Spiš. Nová Ves, N. Baňa.*

Goldfarb, R. J., Leach, D. L., Miller, M. L. & Pickhorn, W. J., 1986: Geology, metamorphic setting and genetic constrains of epigenetic lode-gold mineralization within the Cretaceous Valdez Group, South-central Alaska. *In: J. D. Keppie, R. W. Boyle and S. J. Haynes (Eds.): Turbidite-hosted Gold Deposits. Geol., Asoc. Can. Spec. Pap., 32, 87 - 105.*

Hayba, D. O., Bethke, P. M., Heald, P. & Foley, N., 1985: Geologic, mineralogic and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits. *Rev. Econ. Geol., 2, 129 - 167.*

Harazim, S., 1955: Záverečná správa a výpočet zásob Hodruša Au-Ag. *Manuskript - Geofond, Bratislava.*

Henley, R. W., 1991: Epithermal deposition of gold during transition from propylitic to potassic alteration at Round Mountain, Nevada. *Econ. Geol., 56, 892 - 894.*

Huston, D. L. & Large, R. R., 1989: A chemical model for the concentration of gold in volcanogenic sulphide deposits. *Ore Geol. Reviews, 4, 171 - 200.*

Kalinaj, M., 1992: Ferberit - nový minerál v štiavnicko-hodrušskom rudnom poli. *Mineralia Slov., 24, 471 - 475.*

Kalinaj, M. & Bebej, J., 1992: Mineralogické, petrografické a geochemické štúdium Au mineralizácie na 14. obzore žily Rozália. [Čiastková správa.] *Manuskript - GÚ SAV, Banská Bystrica. 138.*

Koděra, M., 1959a: Paragenetický a geochemický výskum Rozália žily v Hodruši. *Geol. Práce, Zoš., 15, 54, 225 - 262.*

Koděra, M., 1959b: Doterajšie výsledky výskumu paragenetických pomerov rudných žíl v štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode. *Acta. Geol. Geogr. Univ. Comen., Geol., 2, 7 - 17.*

Koděra, M., 1960: Paragenetický a geochemický výskum žily Všechsvätých v Hodruši. *Acta. Geol. Geogr. Univ. Comen., Geol., 4, 69 - 105.*

Koděra, M., 1963: Gesetzmässigkeiten der zonalen Verteilung der Mineralisation an der subvulkanischen Polymetalyschen Lagersrätte Banská Štiavnica. *In: Symposium Problems of Postmagmatic ore Deposition, Prague, 1, 184 - 189.*

Koděra, M., 1965a: Zur Frage der Tiefenfortsetzung der Gänge des Štiavnica-Erzreviers. *In: VII. Congress Carpatho-Balkan Geological Association. Reports III., Sofia, 319 - 321.*

Koděra, M., 1965b: Rézbányit z Rozália žily v Hodruši. *Čas. Mineral. Geol., 10, 3, 295 - 299.*

Koděra, M., 1969: K otázke vzťahu štiavnického a hodrušského rudného obvodu. *Mineralia Slov., 1, 247 - 250.*

Koděra, M., Kupčík, V. & Makovický, E., 1970: Hodrushite - a new sulphosalt. *Mineral. Mag., 37, 290, 641 - 648.*

Koděra, M., 1978: Mineralogicko-paragenetický výskum mineralizácie v hĺbkovom pokračovaní Rozália žily a žilníkovo-impregnačnej mineralizácie na Rozália bani a vo vrte K-5. [Záverečná správa.] *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Koděra, M., 1981: Distribution of silver and bismuth in Banská Štiavnica ore veins. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 6, 707 - 713.*

Koděra, M., 1986: Topografická mineralógia Slovenska I. *Bratislava, Veda, SAV, 575.*

Konečný, V. & Lexa, J., 1990: Geologická stavba centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. [Záverečná správa.] *Manuskript - GÚDŠ, Bratislava, 80.*

Kováč, P. & Hók, J., 1993: Central Slovakia Fault System-field evidence of strike slip. *Geol. Carpath., 44, 3, 151- 165.*

Kraus, I., 1994a: Minerálne zloženie hydrotermálne alterovaných hornín na XIV. horizonte žily Rozália v Hodruši. *Manuskript - Prír. F UK, Bratislava, 5.*

Kraus, I., 1994b: Minerálne zloženie hydrotermálne alterovaných hornín žilného systému Svetozár v Hodruši. *Manuskript - Prír. F UK, Bratislava, 15.*

Leitch, C. H. B., Godwin, C. I. & Brown, T. H., 1991: Geochemistry of mineralizing fluids in the Bralorne-Pioneer mesothermal gold vein deposit, British Columbia, Canada. *Econ. Geol., 86, 318 - 353.*

Maťo, Ľ. & Bebej, J., 1994: Zhodnotenie Au mineralizácie na 14. obzore Rozália bane v Banskej Hodruši. Správa z výskumu mineralizácie za úlohu „Rozália žila Au-VP". *Manuskript - Slov. banská spoločnosť - Banská Hodruša, 158.*

Meyer, C. & Hemley, J. J., 1967: Wall rock alteration. *In: Barnes, H. L. (Ed.): Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. New York, Rinehart and Winston, 166 - 235.*

Michalenko, J. & Mitáček, J., 1987: Hodruša - žilníkovo-impregnačné a žilné Cu, Pb, Zn (Au, Ag) zrudnenie v priestore žíl Rozália a Bakaly na 14. obzore. [Záverečná správa a výpočet zásob.] *Manuskript - Geofond, Bratislava.*

Nemčok, M. & Lexa, J., 1990: Evolution of the basin and range structure around the Žiar mountain range. *Zbor. Geol. carpath., 41, 3, 229 - 258.*

Nur, A., Ron, H. & Scotti, O., 1989: Kinematics and mechanics of tectonic block rotations. *In: S. C. Cohen and P. Vanicek (Eds.): Slow deformation and transmission of stress in the earth. Geophysical Monograph, 49/JUGG Ser., 4, 31 - 46.*

Ohmoto, H. & Rye, R. O., 1979: Isotopes of sulfur and carbon. *In: Barnes, H. L. (Ed.): Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York, 509 - 567.*

Onačila, D. & Rojkovičová, L., 1992: Zlato-strieborná mineralizácia žíl v hodrušskom rudnom poli. *Mineralia Slov., 24, 245 - 256.*

Patterson, C. J., 1982: Oxygen isotopic evidence for origin and evolution of a scheelite ore-forming fluid, Glenerchy, New Zealand. *Econ. Geol., 77, 1672 - 1687.*

Peters, S. G., 1987: Oreshoot growth in mesothermal gold-quartz vein deposits. *In: A. D. T. Goode et al. (Ed.): Bicentennial Gold 88. Geol. Soc. Aust. Abstr. Ser., 23, 626 - 630.*

Peters, S. G., 1993a: Nomenclature, concepts and classification of oreshoots in vein deposits. *Ore Geol. Rew., 8, 3 - 22.*

Peters, S. G., 1993b: Formation of oreshoots in mesothermal gold-quartz vein deposits: examples from Queensland, Australia. *Ore Geol. Rew., 8, 277 - 301.*

Pisutha-Arnond, V. & Ohmoto, H., 1983: Thermal history, and chemical and isotopic compositions of the ore-forming fluids responsible for the sulphide deposits in the Hokuroko district of Japan. *In: H. Ohmoto and B. J. Skiner, Jr. (Eds.): Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulphide Deposits. Econ. Geol., Monogr., 5, 523 - 558.*

Poirier, J. P., Bouchez, J. L. & Jonas, J. J., 1979: A dynamic model for aseismic ductile shear zones. *Earth Planet Sci. Lett., 441 - 453.*

Repčok, I., Eliaš, K., Ďurkovičová, J., Ferenčáková, E., Kovařová, A. & Rúčka, I., 1994: Izotopy síry sulfidov hodrušsko-štiavnického rudného obvodu. [Čiastková záverečná správa z úlohy ZP-547-010.] *Manuskript - GÚDŠ Bratislava.*

Robert, F. & Brown, A. C., 1986: Archaen gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec: Part II. Vein paragenesis and hydrothermal alteration. *Econ. Geol., 81, 592 - 616.*

Rojkovičová, L. & Štohl, J., 1993: Mineralogická, zonálna a veková charakteristika Pb-Zn-Cu mineralizácie vo vrte B-1 (Horná Roveň, Štiavnické vrchy). *Mineralia Slov., 25, 35 - 44.*

Romberger, S. B., 1986: The solution chemistry of gold applied to the origin of hydrothermal deposits. *In: L. A. Clark (Ed.): Gold in the Western Shield. Can. Inst. Min. Metall. Spec., 7, 168 - 186.*

Rose, A. W., 1970: Zonal relations of wall rock alteration and sulfide distribution at porphyry copper deposits. *Econ. Geol., 65, 920 - 936.*

Rose, A. W. & Burt, D. M., 1979: Hydrothermal alteration. *In: H. L. Barnes (Ed.): Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2nd Ed. Wiley, New York, 173 - 325.*

Rozložník, L., 1968: Fault tectonics of the Štiavnica horst. *Geol. Práce, Spr., 43 - 44, 129 - 135.*

Rozložník, L., 1983: Zakonomernosti kajnozojskoj metallogenii na territorii stredneslovackich neovulkanitov. *Travaux du XX-éme Congrés de l'Association géologique carpatho-balkanique, 1981 T.LXI. Anuaire de l'Institut de géologie et de géophysique, Bucuresti, 333 - 342.*

Rusinov, V. L., 1987: Geologičeskije uslovija i faciji ščeločno-uglekislogo metasomatizma. *In: Zbor. Zakonomernosti metamagmatizma, metasomatizma i metamorfizma. Moskva, Mir, 28 - 52.*

Sander, M. V. & Einaudi, M. T., 1990: Epithermal deposition of gold during transition from propylitic to potassic alteration at Round Mountain, Nevada. *Econ. Geol., 85, 285 - 311.*

Sander, M. V. & Einaudi, M. T., 1991: Epithermal deposition of gold during transition from propylitic to potassic alteration at Round Mountain, Nevada. A Reply. *Econ. Geol., 86, 894 - 897.*

Sasvári, T. & Schmidt, R., 1994: Štruktúrno-geologická a paleonapäťová analýza rudného poľa žily Svetozár na 14. obzore bane Rozália v Banskej Hodruši. [Správa.] *Manuskript - BFTU Košice, 104.*

Scott, S. D. & Barnes, H. L., 1971: Sphalerite geothermometry and geobarometry. *Econ. Geol., 66, 653 - 669.*

Seward, T. M., 1984: The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. *In: R. P. Foster (Ed.): Gold 82: The Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits. Geol. Soc. Zimbabwe, Spec. Publ., 1, 165 - 181.*

Shenberger, D. M. & Barnes, H. L., 1989: Solubility of gold in aques sulfide solutions from 150 to 350 °C. *Geochim. Cosmochim. Acta, 53, 269 - 278.*

Shikazono, N. & Shimizu, M., 1992: Associated metals in vein- type deposits in Japan: Interpretation using the HSAB principle. *Canad. Mineralogist, 30, 137 - 143.*

Šály, J., 1992: Hodruša - Rozália žila, projekt geologicko-prieskumných prác. *Manuskript - archív GS Banská Štiavnica.*

Šály, J., 1994: Záverečná správa úlohy: Štiavnicko-hodrušský rudný obvod - okolie, Cu, Pb, Zn, Au, Ag. *Manuskript - archív GP Spiš. Nová Ves, 143.*

Šefara, J., 1980: Tektonická stavba predterciérneho podložia stredoslovenských neovulkanitov, jej vzťah k vulkanizmu a zrudneniu. *Zbor. Geofyzikálny výskum neovulkanitov Západných Karpát (Zvolen). Geofyzika, závod Bratislava, 51 - 62.*

Štohl, J., Hojstričová, V., Lexa, J., Rojkovičová, L. & Žáková, E., 1989a: Nové poznatky o PIŽ-mineralizácii v oblasti Rozália bane. *In: Zbor. referátov zo semináru Metalogenéza malých intrúzií neovulkanitov Slovenska (Banský Studenec). GÚDŠ, Bratislava.*

Štohl, J. et al., 1990: Zhodnotenie prognóznych zdrojov Cu, Pb-Zn a Au-Ag rúd centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. [Záverečná správa.] *Manuskript - GÚDŠ, Bratislava, 80.*

Štohl, J. & Lexa, J., 1990: Metalogenéza spojená s intruzívnym komplexom centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. *In: Zbor. Prínos 50-ročnej činnosti GÚDŠ k rozvoju slovenskej geológie. GÚDŠ, Bratislava.*

Štohl, J. & Lexa, J., 1994: Predbežná správa o morfológii a genéze Au - mineralizácie na 14. obzore Rozália bane. *Manuskript - archív Slovenská Banská, s.r.o., Banská Hodruša, 1 - 16.*

Štohl, J., Lexa, J., Kaličiak, M. & Bacsó, Z., 1994: Metalogenéza žilníkových polymetalických mineralizácií v neovulkanitoch Západných Karpát. *Mineralia Slov., 26, 75 - 117.*

Šulgan, M., 1985: Petrológia granodioritu hodrušsko-štiavnickeho intruzívneho komplexu z hľadiska možnej rudonosnosti. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript - GÚ SAV, Banská Bystrica, 132.*

Wang, C. Y. & Mao, N., 1979: Shearing of saturated clays in rock joints at high confining pressures. *Geophys. Res. Lett., 6, 825 - 828.*

Wang, C. Y., Mao, N. & Wu, F. T., 1979: The mechanical property of montmorillonite clay at high pressure and implications on fault behaviour. *Geophys. Res. Lett., 6, 476 - 478.*

Wells, J. T. & Ghiorso, M. S., 1988: Rock alteration, mercury transport, and metal deposition at Sulphur Bank, California. *Econ. Geol., 83, 606 - 618.*

White, S. H., 1980: On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol., 2, 175 - 188.*

Williams, G. J., 1974: Gold-scheelite mineralization in rocks of the New Zealand geosyncline. *In: G. J. Williams (Ed.): Economic Geology of New Zealand. Australasian Inst. Min. Metall., Monograph, 4, 41 - 59.*

Zrůstek, V., 1957: Příspěvek k paragenesi a petrografii rudních žil v Hodruši. *Geol. Práce, Zoš., 47, 192 - 195.*

Structurally-controlled vein-hosted mezothermal gold-quartz and epithermal precious and base metal mineralization in the Banská Hodruša ore field, Central Slovakia neovolcanites

The Middle Miocene to Pliocene volcanic complex of the Central Slovakia is situated in the inner part of the Western Carpathian Arc, where volcanic activity was related to a subduction zone and to mantle diapirism. The volcanic rocks exhibit calc-alkaline character and transitional features between active continental margin and island arc-type magmatic rocks. Magmatic activity is dated at 6.8 - 17.2 Ma by volumetric K/Ar and fission track geochronology. Most recent K/Ar data obtained from volcanic rocks by isotopic dilution with ^{39}Ar confine this range to 5.8 - 12.8 Ma (Tschernychev et al., 1994).

The Hodruša ore field is a part of the Banská Štiavnica - Hodruša ore district that is located in the central part of a large polygenic stratovolcano, whose pre-Tertiary basement consists of Paleozoic metamorphites and Mesozoic to Paleogene sediments. Final uplifting of the central zone formed a geologically recent and well defined resurgent horst. Volcanic rocks are composed of andesites, rhyolites, quartz diorite and granodiorite porphyries, diorites and granodiorites. Ring - shaped extrusive formations encompassing the horst represent a component of the central zone. Evolution of the stratovolcano was accompanied by polyphase mineralization processes. Ore-forming hydrothermal processes are genetically related to the subvolcanic and abyssal intrusive acitivity.

Mesoscopic analysis of this ore field has demonstrated occurrence of several mineralized structure/fault systems. These formed successively and they mutually differ in character and distribution of mineralization and also in geometry and morphology. Generally, the Hodruša ore field is characterized by the N-S and E-W trending of veins; these are shorter with thickness from 1 to 2 m and incline moderately (20 - 50°) to east or south. Recently, NNW-SSE and E-W trending carbonate-quartz veins with mezothermal Au-quartz and base metal mineralization have been found in lower parts of the Hodruša deposit. These veins are closely associated with tectonic structures that developed during D1 deformation stage. This earliest vein system was developed mainly in pyroxenic andesite and less in contact with quartz-diorite porphyry. The veins are intersected by later epithermal steeply dipping veins with precious-and base metal mineralization, follo-

wing NNE-SSW and N-S direction and accompanying structures formed during D2 to D4 deformation stages.

Kinematic evolution of this ore field represent deformation stages D1 to D4 during which faults/structures were formed. The polyphase mineralization process corresponded with progressive activity of this tectonic events. NE-SW fault structures with strike slip and overthrust fault movements were formed during D1. In consequence of subvertical extension the veins of the Svetozár type with planed position and mezothermal Au-(carbonate)-quartz mineralization were opened. This represents upper level of the mezothermal system.

The deformation stage D2 was represented by reorientation of the paleostress field. The NNE conjugate fault systems characteristic for graben and horst structures were originated by the extension shift. The Rozália vein of NNE-SSE direction was a main plane of shear zone that determined strong disintegration of mezothermal filling of the Svetozár vein. The conjugate fault systems subparallel with the Rozália vein became significant structures at once and crossed the ore field in 25th m interval.

The later (D3) opened channel filled by epithermal precious and base metal mineralization were formed by modification of the Svetozár vein and development of the conjugate fault systems. The highest contents of precious metal mineralization occur always near the extension structures of this conjugate system.

During the deformation stage D4 the space of the Svetozár vein was divided into several mutually shifted and rotated blocks. The fault planes are evidently not mineralized and there are locally carbonate coatings that are syntectonicly pinched. The NNW-SSE slip faults and open extension joints with druses of calcite and barite were formed during the deformation stage D4.

The evolution of the alteration scheme corresponds with mezothermal and epithermal mineralizing events; the earliest mineral assemblages in the Hodruša ore field has been predated by regional propylitization, and the later alteration associations correspond with epithermal mineralizing events. Generally, the alteration scheme represent successive transition from the higher temperature alteration mineral association from the higher temperature alteration mineral association to the lower temperature one: high temperature K-silicate alteration - low temperature K-silicate alteration - sericitization - intermediate argillitization. The superimposition of those alterations (from high to low temperature, and later low temperature replaced earlier high temperature) to the mineralized structures is permited, and they form narrow, several cm thick zones in course of the Svetozár vein system and other vein structures (e. g., S3 and S4). The narrow alteration zones indicate low grade of interaction fluid/rocks and also dynamic input of the fluid during initial phase of formation of the vein filling.

The first ore-forming event correspond with the 1st phase of the mineralization in the area of the Svetozár vein system. For this mineral assemblage a quartz + carbonates - precious metal association is characteristic, accompanied by a small amount of pyrite, sphalerite and carbonates. This assemblage represents mezothermal Au-quartz mineralization only. Besides this earliest assemblage in the area of this vein system the precipitation of the later paragenetical assemblages (from 2nd to 4th) occured. The beginning of epithermal events of the 2nd phase represents precipitation of the greater amount of sphalerite (and less chalcopyrite and galena). The greater accumulations of rhodochrozite and rhodonite were precipitated in the same place. Generally, there is an evidence that mineralization of the 3rd phase in the area of the Svetozár vein system deposited on the same textures as the earlier base metal mineralization and replaced this earliest sulphides.

The mineralizing fluids in this domain were developed from initial high-temperature H_2O-rich fluids of low salinity to low-temperature H_2O-dominated ± CO_2 ones. The composition of hydrothermal fluids from which Au was transported as chloride complexes during the mezothermal phase indicate: reduced less acidic conditions with log $a_{O_2} \approx -32$, pH ≈ 4.5, T > 350 °C (in field stability of pyrite muscovite and carbonate; identified in the alteration assemblage and H_2S), dominant chloride complexes in comparison with bisulphide ones. Au precipitated by reduction of the aurous gold (Au^+) in the $AuCl^-_2$ complex, to native gold (Au°), by donation of an electron. Electrons appear to be donated by a concurrent oxidation reaction, of S^{-2} in H_2S to sulphur in pyrite, which may be thought of as S^-. The small surplus of S^{-2} (in H_2S) oxidized to S^- (in pyrite) correspond to the small amount of gold being precipitated. This is suggested by the strong correlation between Fe^{+2} cosumption and pyrite production on the one hand and gold produced on the other. Accessoric amount of pyrite I of the mezothermal Au-(carbonate)-quartz mineralization of the Svetozár vein system have probably determined also total low concentration of gold.

Data on thermodynamic parameters of the 2nd phase are incomplete and therefore only schematic interpretations have been able to be made. Ore precipitation has occurred at the temperature decreasing from >350 °C to 200 °C accompanied by increasing pH from 4.7 to 6.0 at a relatively fixed $mCl^-/m\Sigma H_2S$ ratio of 10^2. Pb, Zn, Cu and Ag have migrated in form of chloride complexes. Only at temperatures of about 200 °C, gold has migrated in form of hydrosulphidic complexes $Au(HS)^{2-}$ in the amout not exceeding 10^{-11} M. At the outset of the 2nd phase these conditions were characterized by rapidly decreasing Pb and Zn solubility, what is corroborated by preferential precipitation of sphalerite and galena together with chalcopyrite. Decreasing oxygen activity accompanied by increasing pH enhanced chalcopyrite crystallization. Acidity of the solutions played the most important role in the ore precipitation, where appearance of the solubility curves for metallic elements corresponds to the curvature of pH changes. To the end of the second cycle, pH became stabilised and the precipitation of galena and sphalerite was inhibited. Continual temperature and a_{O_2} decrease have caused further depression of the Au and particularly Ag solubility, resulting in the precipitation of negligible amounts of polybasite, acanthite and gold (6th assembl.). The presence of hydrosulphidic Au-bearing complexes has very likely prevented extensive Au precipitation and maintained this metal in the soluble form.

The earlier epithermal precious- and base metal mineralization on the parallel structures to the Rozália vein was originated during the 2nd phase of ore-forming process in the area of the Svetozár vein system; it is characterized by temperature decreasing from 330 to 210 °C, pH ≈ 6.5 - 5.5 and decrease in f_{O_2}. Partial decrease of the δ^{34} values from H_2S to 2.9 in the initial phase of epithermal stage, deposition of magnetite and progressive decrease in δ^{34} to 5.7 indicate compositional variation of fluids in comparison with mezothermal stage.

Much more complete data have been obtained for the mineral-forming processes of the 3rd phase. The 3rd phase commences at higher temperature (320 °C) and considerably higher acidity (pH = 3.5 - 3.6) in comparison with the 2nd phase. During the whole phase Pb, Zn and Cu elements have be-

en present in form of the chloride complexes. The same is valid for Ag (at temperatures above 150 - 200 °C), Au and Bi (for temperatures higher than 280 - 300 °C). A small change in temperature, ranging several tens of degrees centigrade, accompanied by substantial drop in oxygen activity resulted in precipitation of the Au-Ag-Te-(Bi) minerals. Decreasing solubility of the base metal obviously correlates with the pH increase. High sulphate concentrations which are one order of magnitude higher than sulphide content at $\Sigma S = 10^{3-}$ m result in barite precipitation. More oxidizing conditions at the end of the third phase might have been caused by a higher permeability of the hydrothermal system, permitting periodic invasions of meteoric waters into the system. Further pH increase resulted to $mNaSO_4^-/mHS^-$ increase and contemporaneous drop in Au solubility.

Results of this research revealed differences in transporting base and precious metals, resulting in temporal and spatial differentiation of these ores. The main mass of base metal ores has been formed at relatively high temperatures (250 - 300 °C) from acid to neutral aqueous solutions (pH = 4 - 5.5) containing equate proportions of the sulphide and sulphate sulphur. On the other hand, the precious metal ores have precipitated at substantially lower temperatures (150 - 200 °C), moderately alkaline solutions (pH = 7 - 7.5) with dominated sulphate sulphur. The later epithermal precious-and base metal mineralization on the parallel structures to the Rozália vein was originated during the 3rd phase of the ore-forming process in the area of the Svetozár vein system; it is characterized by temperature decreasing from 305 to 130 °C, log a_{S2} -7 -12, log $a_{O2} \approx$ -35.2 - 34 and 250 °C. Progressive decrease of temperature and in f_{S2} and partial increase in f_{O2} indicate variations in hydrothermal system, that might have caused later input of cooler and more oxidized fluids during the later tectonic-deformational phases and mineralizing events. Fluids of the epithermal system from that precious metal mineralization precipitated were characterized by higher concentration of HS^-. This has possibly been determined by decrease in temperature and increase in pH.

Summary, in this area the isotopic data - $\delta^{34}S \approx 3$ ‰ indicate magmatic source of sulphur that has probably been derived from deeper situated fluids. The K-Ar ages on vein and wall-rock sericite indicating interval of mineralizing process for the main (4th) ore-period around 1.2 ± 0.4 Ma (12.3 - 13.3 Ma).

Mineralia Slovaca, 28 (1996), 491 - 500

U-Mo-Cu mineralizácia pri Matejovciach nad Hornádom

IGOR ROJKOVIČ

Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 26. 7. 1996)

U-Mo-Cu mineralization near Matejovce nad Hornádom (Eastern Slovakia)

Mineralization occurs near the fault between the Permian and the Carboniferous rocks. Ore mineralization forms stockwork in the Permian as well as in the Carboniferous sequences. It is characterized by the following association of minerals: uraninite, molybdenite, U-Ti oxides, coffinite, galena, chalcopyrite, pyrite, tennantite, tetrahedrite, sphalerite, marcasite, hydrozircon (?), gersdorffite, cobaltite, emplectite, rutile, leucoxene, hematite, quartz, ankerite, Fe dolomite, sericite and tourmaline. U-Mo-Cu mineralization is very similar to the mineralization in Novoveská Huta area. The average contents of elements in weight per cents are 0.34 U, 0.26 Mo and 0.16 Cu. The maximal concentrations exceed 1 weight per cent for U and Mo and 0.5 weight per cent for Cu.

Key words: stockwork, U-Mo-Cu minerals, analyses

Úvod

Rudnianske rudné pole bolo ešte nedávno významným zdrojom rúd Cu, Fe a Hg. V súčasnosti sa tam ťaží baryt. Širšie okolie budujú horniny paleozoika, mezozoika, terciéru a kvartéru. Vlastné ložisko sa nachádza v horninách paleozoika. Sideritovo-barytové žily s Cu a Hg sulfidmi obsahujú kremeň, siderit, baryt, ankerit, chalkopyrit, tetraedrit, hematit, pyrit, cinabarit, turmalín a ďalšie minerály (Cambel a Jarkovský et al., 1985).

Vo vrtoch Geologického prieskumu v Spišskej Novej Vsi sa v severnej časti rudnianskeho rudného poľa zistili nové žilné štruktúry s Cu mineralizáciou (Hudáček et al., 1987). Na J od Matejoviec vystupuje vo vrte RHV-5 žilná Cu mineralizácia, ktorá patrí gretlianskemu žilnému systému (Bartalský et al., 1987), a v tom istom vrte sa zistila aj U-Mo mineralizácia. Neskôr bola U-Mo mineralizácia potvrdená aj v ďalších vrtoch Uránového prieskumu v Spišskej Novej Vsi (vrt 1018 a 1022).

Postup práce

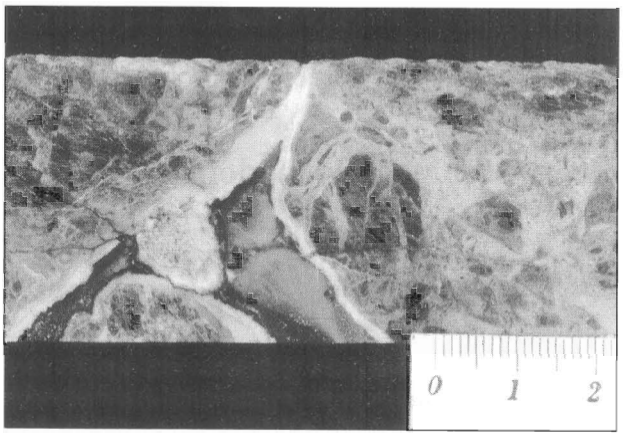
Zo zrudnených hornín sme zhotovili leštené nábrusy vhodné na náročné bodové analýzy a výbrusy a z leštených nábrusov a rezov hornín autorádiogramy. Expozícia hornín a nábrusov bola 15 dní. Jemnozrnnosť rudných minerálov a ich presnejšie odlíšenie si vyžadovali dokumentáciu na riadkovacom elektrónovom mikroskope (SEM). Identifikáciu minerálov, distribúciu prvkov v nich a kvantitatívne analýzy minerálov umožnila bodová vlnovodisperzná rtg. mikroanalýza (WDX) a energodisperzná rtg. mikroanalýza (EDX). Chemické zloženie hornín poskytli silikátové analýzy hornín, rtg. fluorescenčná analýza (XRF) a optická emisná spektroskopia (OES). Analýzy vzácnych zemín sa získali metódou atómovej emisnej spektroskopie s indukčne viazanou plazmou (AES-ICP).

Rudná mineralizácia

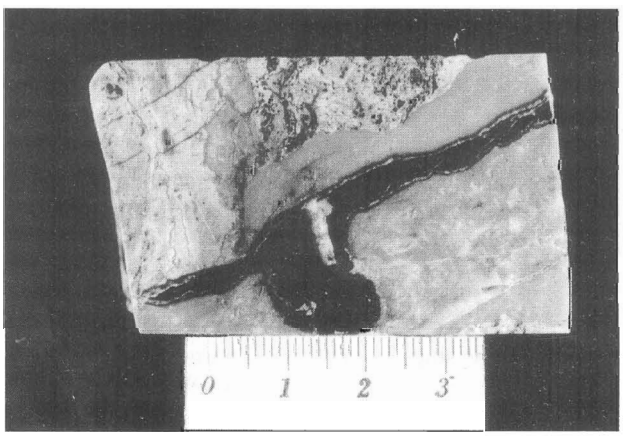
Zrudnenie vystupuje v brekciách na tektonickom styku permských a karbónskych hornín a v jeho blízkom okolí vo forme žilníka (obr. 1 - 3). Predpokladaný smerný priebeh zrudnenia je VSV-ZJZ so sklonom 55° na J (Bartalský et al., 1987). V okolí sú alterované horniny petrovohorského súvrstvia, ale mineralizácia zasahuje až do karbónu. Fragmenty brekcií (veľké prevažne 0,5 - 3 cm) tvorí kremeňovo-sericitická bridlica, metakvarcit, kremeň a sericitická bridlica. V tmele dominujú karbonáty a kremeň. Mineralizáciu sprevádza sericitizácia a turmalín. Podradný je chlorit a akcesorický apatit.

Rudná mineralizácia tvorí žilky a vtrúseniny v kremeno-karbonátových žilkách (Rojkovič, 1987; Kundrát, 1988). U-Mo-Cu mineralizáciu v študovaných vzorkách charakterizuje najmä uraninit, molybdenit (jordisit) a chalkopyrit. Sprevádzajú ich U-Ti oxidy, coffinit, pyrit, tennantit, tetraedrit, sfalerit, markazit, hydrozirkón (?), gersdorffit, kobaltín, emplektit, rutil, leukoxén, hematit, kremeň, Fe dolomit, ankerit a turmalín. Hlavné minerály sú obdobné ako na U-Mo-Cu ložisku Novoveská Huta (Rojkovič et al., 1993).

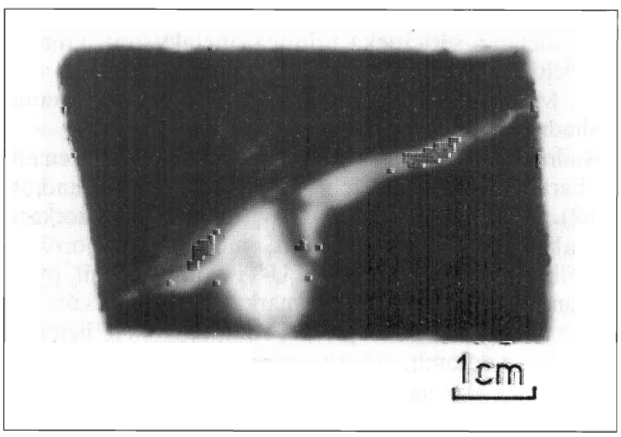
Uraninit UO_2. V niektorých vzorkách možno aj voľným okom pozorovať ľadvinovité koncentrické zonálne agregáty a zhluky uraninitu veľké až niekoľko mm. V odrazenom svetle je izotropný a kolomorfný. Vytvára sféroidy a nepravidelné zrná veľké 1 - 5, zriedka až 20 μm (obr. 4). Častý je aj v podobe koncentrických a kolomorfných ľadvinovitých a zonálnych agregátov (veľkých do



Obr. 1. Karbonatizovaná brekcia s U-Mo mineralizáciou (čierna). GMa 5/900.0-900.2.
Fig. 1. Carbonatized breccia with U-Mo mineralization (black). GMa 5/900.0-900.2.



Obr. 2. Žilka uraninitu (čierna) v brekcii. GMa 5/897.
Fig. 2. Uraninite veinlet (black) in breccia. GMa 5/897.



Obr. 3. Autorádiogram žilky (biela) z obr. 2.
Fig. 3. Autoradiograph of the veinlet (white) from Fig. 2.

0,2 - 0,7 mm; obr. 5) a žiliek (hrubých 10 - 15 μm). Žilky, ako aj väčšie agregáty uraninitu sa výrazne prejavujú aj na autorádiogramoch zrudnených vzoriek (obr. 3). Tvorí tenké (2 - 5 μm) žilky v kremeni na okraji karbonátovo-kremennej žilky a na rozhraní kremenných a karbonátových zŕn v asociácii s molybdenitom, chalkopyritom a pyritom. Uraninit obrastá karbonáty a zriedkavejšie aj pyrit. Koncentrické kolomorfné agregáty lemuje, uzatvára a vypĺňa pyrit, chalkopyrit a molybdenit. Sprevádzajú ho drobné zrná galenitu. Analýzy uraninitu potvrdzujú jeho výskyt a pomerne homogénnu prímes Zr, Si, Ti, Ca a Pb (tab. 1). Heterogénnu prímes Fe zrejme spôsobuje okolitý pyrit a karbonáty obsahujúce Fe. Uraninit potvrdila aj rtg. difrakčná analýza.

U-Ti oxidy sú oveľa zriedkavejšie ako uraninit. Nepravidelne obmedzené a pretiahnuté zrná (veľké 10 - 20 μm, zriedka až 0,1 mm) sú rozptýlené v hornine. Akumulácia väčších zŕn sa prejavuje osvitom na autorádiogramoch. V odrazenom svetle možno pozorovať ich nehomogénnosť a niekedy aj kolomorfnú zonálnu štruktúru. Obrastá ich tenký lem pyritu a s pyritom sa aj prerastajú. EDX analýza potvrdila v U-Ti oxidoch prímes Fe, Si a Ca (tab. 2).

Coffinit U[SiO_4] je zriedkavý. Tvorí tenký (1 - 3 μm) tmavý lem na sférolitoch uraninitu, ktorý sa dá odlíšiť

Tab. 1
Chemické zloženie uraninitu
Chemical composition of uraninite

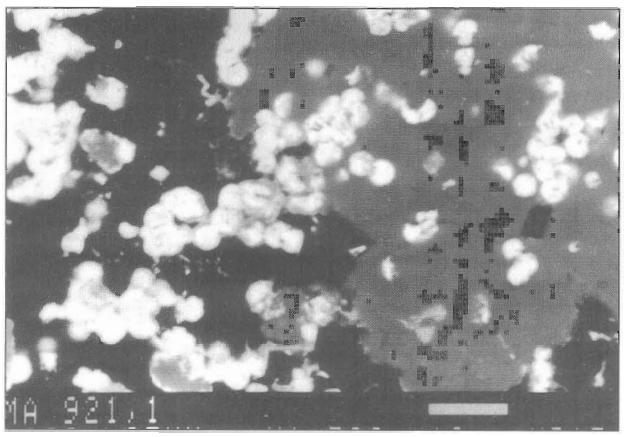
Vzorka	Hmotnostné %								
	U	Pb	Fe	Si	Ca	Zr	Iné	O	Súčet
U_3O_8	84.8							15.2	100.0
GMa 5.900.1	78.3	0.7	1.0	0.6	1.3	1.0		12.4	95.3
GMa 5.900.2	78.5	0.8	0.8	0.7	1.4	1.2		12.6	96.0
GMa 5.900.3	76.7	1.1	1.0	0.7	1.3	1.0	0.6 As	12.7	95.1
GMa 5.900.4	81.2	3.4	1.7	0.1	1.3	1.0	0.1 Ti	12.7	101.5
GMa 5.900.4	77.0	3.3	2.0	0.2	1.6	1.1	0.1 Ti	12.5	97.8
GMa 5.900.4	80.3	3.3	2.0	0.2	1.6	1.1	0.1 Ti	12.9	101.5
GMa 5.901.3	74.0	3.7	4.3	0.3	1.8	2.1	0.3 Ti	13.4	99.9
GMa 5.900.9	75.2	2.7	4.0	0.2	1.1	0.6	0.2 Ti	12.4	96.4

Tab. 2
Chemické zloženie U-Ti oxidov
Chemical composition of U-Ti oxides

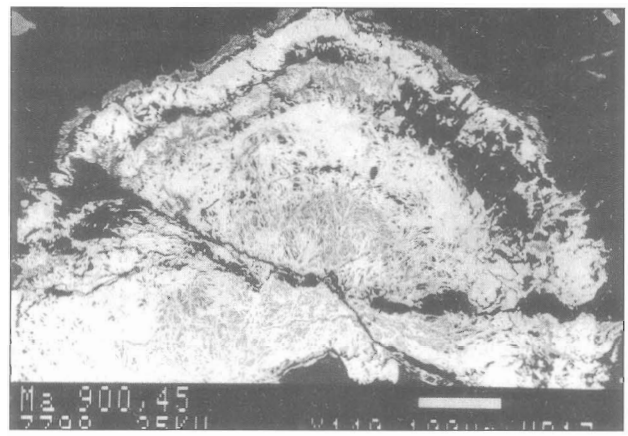
Vzorka	Hmotnostné %							At. p. (na 2)	
	U	Ti	Fe	Ca	Si	O	Súčet	U	Ti
GMa 5.898	9.0	48.5	4.7		0.8	37.0	100.0	0.11	2.39
GMa 5.898	44.6	23.6	0.9		2.7	28.2	100.0	0.83	2.17
GMa 5.898	39.1	28.2	1.4		1.9	29.5	100.1	0.65	2.35
GMa 5.898	39.9	24.8	1.2		4.2	29.9	100.0	0.73	2.27
GMa 5.901	46.0	21.9	3.7	1.9	1.5	24.9	99.9	0.89	2.11

Tab. 3
Chemické zloženie coffinitu
Chemical composition of coffinite

Vzorka	Hmotnostné %							At. p. (na 2)	
	U	Si	Fe	Ca	Pb	O	Súčet	U	Si
$USiO_4$	72.1	8.5				19.4	100.0	1.00	1.00
GMa 5.898	66.2	8.7	1.3		0.5	19.4	96.1	0.95	1.05
GMa 5.898	67.3	6.6	0.2	2.6	0.4	17.1	94.8	1.09	0.91
GMa 5.898	66.7	6.8	0.3	2.5		17.8	94.1	1.07	0.93



Obr. 4. Sféroidy uraninitu (biele) v kremeni (čierny) a pyrite (sivý). GMA 921.1, SEM-BEI.
Fig. 4. Spheroids of uraninite (white) in quartz (black) and pyrite (grey). GMa 921.1, SEM-BEI.

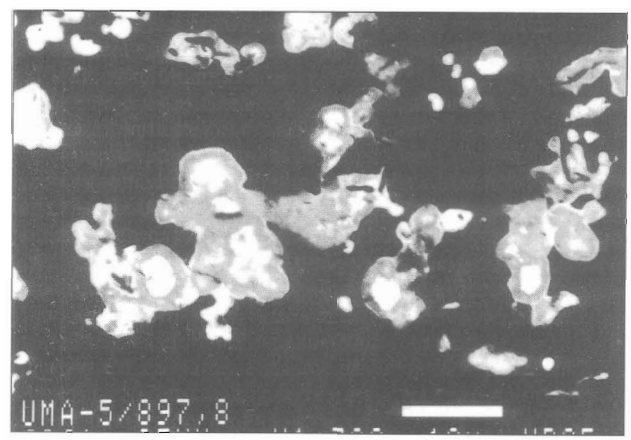


Obr. 5. Ľadvinovitý agregát uraninitu (biely) pretína a vypĺňa chalkopyrit (sivý). Po obvode uraninitu narastajú šupiny molybdenitu (tmavosivé). GMa 5/900.4, SEM-BEI.
Fig. 5. Botryodial aggregate of uraninite (white) is cut and filled by chalcopyrite (grey). Uraninite is rimmed by molybdenite (dark grey). GMa 5/900.4, SEM-BEI.

v riadkovacom elektrónovom mikroskope (obr. 6). Malý rozmer zŕn, ktoré sú navyše v okolitom kremeni, sťažuje bodovú analýzu. Chemické zloženie analyzovaných zŕn coffinitu ovplyvňuje ich malý rozmer a ich prerastanie sa s inými minerálmi, najmä s uraninitom, čo mierne zvyšuje U (tab. 3).

Hydrozirkón (?) $Zr[Si(O, OH)_4]$. 0-3 H_2O sa vyskytuje iba ojedinele v kremenno-karbonátovej žilke s uraninitom, molybdenitom a pyritom. Zrno veľké 50 x 80 μm obrastá a prerastá pyrit obsahujúci drobné zonálne usporiadané uzavreniny uraninitu (obr. 7). V odrazenom svetle vykazuje veľmi nízku odraznosť. Identifikoval sa až pomocou SEM a EDX. Nízky súčet analyzovaných prvkov umožňuje predpokladať prítomnosť vody (tab. 4). Pomer Zr, U/Si, Ti je blízky 1:1, a preto možno s výhradami (presnosť analýzy, heterogenita, kolomorfnosť) predpokladať prítomnosť hydrozirkónu. Obsah U v analýzach presahuje 10 hm. %. Kazancev et al. (1982) selektívnym rozpúšťaním potvrdili, že do mriežky hydrozirkónu izomorfne nevchádza viac ako 1 % U a ostatný U sa vyskytuje v podobe drobných uzavrenín oxidov a silikátov U.

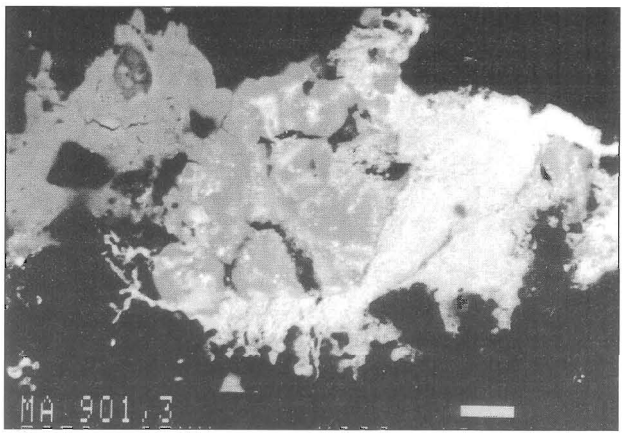
Molybdenit (jordisit) MoS_2 a kolomorfné Mo-Pb-Fe-S agregáty tvoria čiernosivé agregáty s kovovým leskom, odlíšiteľné aj voľným okom. Vo vzorkách z vrtu RHV 5 (GMa 5/900,2) bolo na nich pozorovať modročierny povlak ilsemannitu (?). V binokulárnej lupe majú výrazne zaoblený reliéf a viditeľná je aj ich zonálnosť. V nábrusoch sú väčšinou kolomorfne zonálne a koncentrické, bez výraznej anizotropie, ktorá je typická pre molybdenit. Zonálne agregáty sú veľké od 0,1 do 0,7 mm (obr. 8). Časté sféroidy sú veľké 10 - 100 μm. Miestami vidieť pretiahnuté zrná dlhé do 30 μm s výraznejšou anizotropiou (fialovosivá - žltá) a s dvojodrazom, a to na rozdiel od prevládajúcich kolomorfných zonálnych agregátov. V týchto agregátoch možno pozorovať radiálnu štruktúru (obr. 9). Je pre ne charakteristický silný dvojodraz a anizotropia. Môžu predstavovať prechod k výrazne anizotropným šupinám molybdenitu. V porovnaní s kolomorfným jordisitom sú podradné.



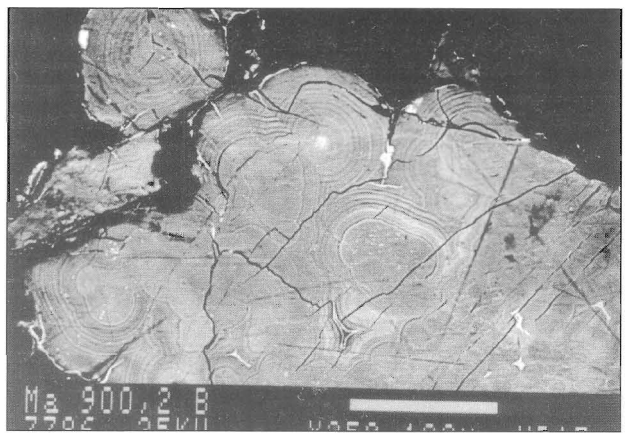
Obr. 6. Zonálne koncentrické agregáty v kremeni (čierny) tvorí v strede prevažne uraninit (svetlosivý) a na okraji coffinit (tmavosivý). GMa 5/897.8, SEM-BEI.
Fig. 6. Zonal concentric aggregates in quartz (black) are formed in the centre by uraninite (light grey) and at the margin by coffinite (dark grey). GMa 5/897.8, SEM-BEI.

Agregáty a žilky (hrubé 0,1 - 0,5 mm) sa vyskytujú najmä v kremeni a uzatvárajú zaoblený a korodovaný pyrit. Vystupujú v úzkej asociácii s uraninitom a chalkopyritom. Spolu s chalkopyritom obrastajú uraninit. Pretínajú ich tenké žilky chalkopyritu.

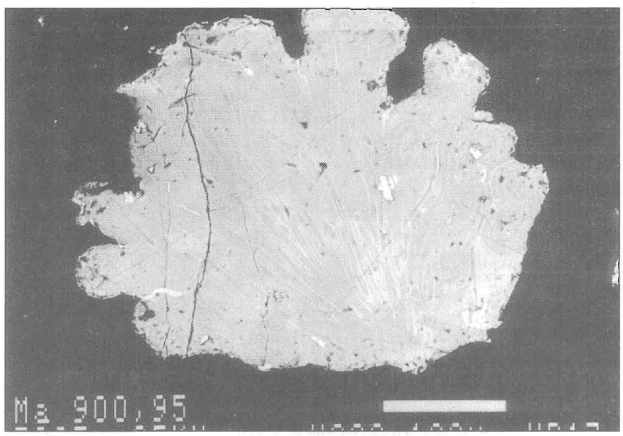
Jemnozrnnosť MoS_2 umožnila vyseparovať čistejšiu frakciu len z 900,2 m vrtu RHV 5. Kontrola vyseparovaných zŕn pomocou EDX analýzy potvrdila podstatnú prítomnosť Mo a S a podradnejšiu prímes Si. Rtg. difrakčná analýza identifikovala okrem kremeňa len málo výrazné línie molybdenitu (tab. 5), a preto nemožno vylúčiť vystupovanie časti MoS_2 vo forme amorfného jordisitu a vzájomné prerastanie kryštalického molybdenitu s amorfným jordisitom. Ramdohr uvádza (1975) prechod jordisitu od izotropných variet po anizotropné a jeho výstup v nízkoteplotných ložiskách (ako je napríklad Bleiberg).



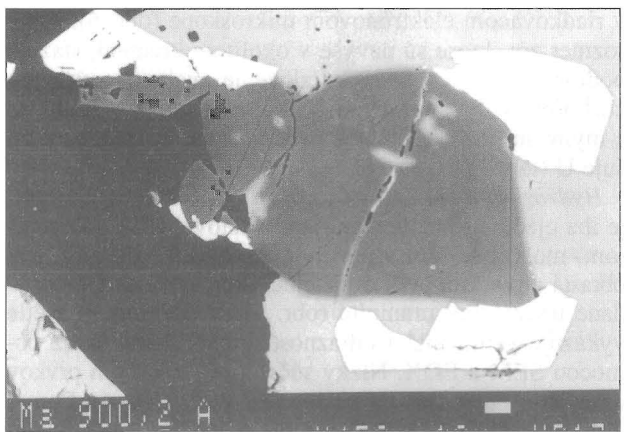
Obr. 7. Pyrit (svetlosivý) s uraninitom (biely) sa prerastá s hydrozirkónom (? sivý vľavo). SEM-BEI.
Fig. 7. Pyrite (light grey) with uraninite (white) is intergrown with hydrozircon (? grey on left). SEM-BEI.



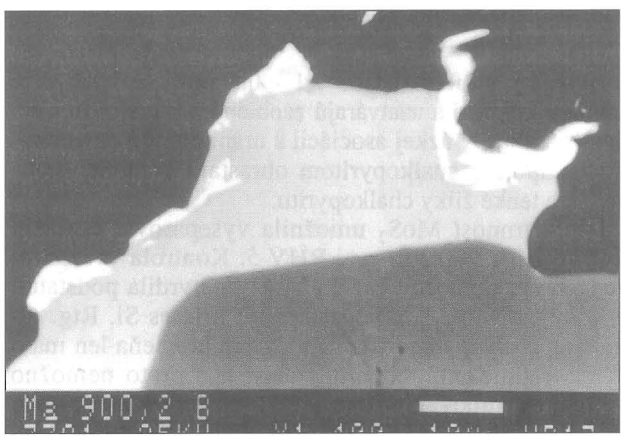
Obr. 8. Kolomorfné zonálne Mo-Pb-Fe-S agregáty obohatené o Pb v svetlých zónach. SEM-BEI.
Fig. 8. Colloform zonal Mo-Pb-Fe-S aggregates enriched by Pb in light zones. SEM-BEI.



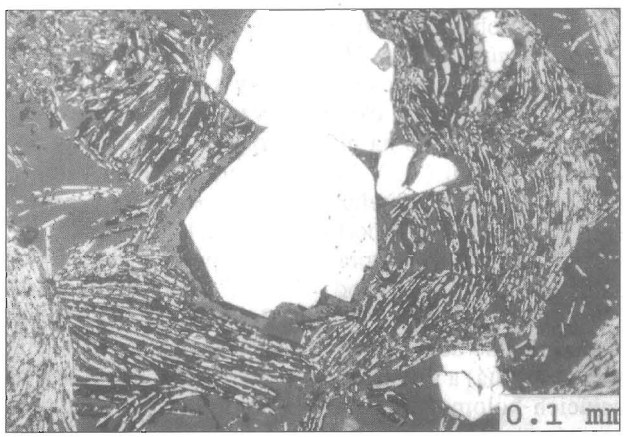
Obr. 9. Radiálny agregát molybdenitu (sivý) v kremeni (čierny). SEM-BEI.
Fig. 9. Radial aggregate of molybdenite (grey) in quartz (black). SEM-BEI.



Obr. 10. Kryštály gersdorffitu (biele) narastajú na pyrit (tmavosivý) v chalkopyrite (svetlosivý). SEM-BEI.
Fig. 10. Gersdorffite (white) overgrowths on pyrite (dark grey) in chalcopyrite (light grey). SEM-BEI.



Obr. 11. Emplektit (biely), tetraedrit (sivobiely) a chalkopyrit (sivý) narastajú na idiomorfnom pyrite (tmavosivý dolu). SEM-BEI.
Fig. 11. Emplectite (white), tetrahedrite (light grey) and chalcopyrite (grey) overgrow euhedral pyrite (dark grey down). SEM-BEI.



Obr. 12. Agregát spekularitu (sivý) s idiomorfným pyritom (biely). 1 nikol, 160x, GMa 5/921.4.
Fig. 12. Aggregate of hematite (grey) with euhedral pyrite (white). 1 nicol, 160x, GMa 5/921.4.

Tab. 4
Chemické zloženie hydrozirkónu
Chemical composition of hydrozircon

Vzorka	Hmotnostné %									At. p. (na 2)	
	Zr	Si	U	Ti	Fe	Ca	Pb	O	Súčet	Zr	Si
$ZrSiO_7H_{10}$	37.8	11.6						46.4+H	4.2		
GMa 901.3-1	27.3	9.4	13.2	0.3	3.3	1.2	1.0	23.8	79.5	0.94	1.06
GMa 901.3-2	22.4	9.4	10.8	0.3	4.4	1.1	0.5	22.0	70.9	0.84	1.16
GMa 901.3-3	25.5	8.9	11,9	0.3	2.8	1.3	0.9	22.3	73.9	0.94	1.06

Chemické zloženie MoS_2 potvrdila elektrónová mikroanalýza v šupinatých a vo väčšine prípadov aj v kolomorfných zonálnych agregátoch, ale v kolomorfných súčet analyzovaných prvkov nedosahuje 90 hm. %. Vypaľovanie analyzovanej plochy počas WDX a EDX bodovej mikroanalýzy môže svedčiť aj o prítomnosti vody, príp. o ľahšom odparovaní S. Správnosť analytického postupu sa overila pri meraní na zrne molybdenitu z Rochoviec (tab. 6). Najväčšiu odchýlku v chemickom zložení spôsobuje prítomnosť Pb (až vyše 20 hm. %), v menšej miere Fe (do 5 hm. %). Navyše pomer Mo, Pb, Fe/S v zónach obohatených o Pb je blízky 1:1, čo nasvedčuje väzbe Pb v podobe PbS, t. j. galenitu (tab. 6). V SEM zobrazení v odrazených elektrónoch vidieť rozdiely v chemickom zložení zón a ich hrúbku, ktorá často neprekračuje 1 μm, čo znemožňuje dostatočne presnú analýzu jednotlivých zón. Možno len predpokladať, že kolomorfné agregáty predstavujú zonálne striedanie tenkých vrstvičiek molybdenitu (jordisitu), galenitu a pyritu (?). Rtg. difrakčnou analýzou sa v nich však zistil iba molybdenit. Nízky súčet analyzovaných prvkov môže spôsobovať prítomnosť vody. Jordisit nie je v literatúre dostatočne opísaný. Bližšie neurčené „Pb-Mo sulfidy" z permských hornín z ložiska Novazza uvádza Giobbi et al. (1982) a z Vikartoviec Rojkovič (1974).

Tab. 5
Rtg. difrakčný záznam MoS2
X-ray diffraction of MoS2

1 - 900.2		2 - 919.2		3 - MoS_2		4 - MoS_2		5 - Prímes		
d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	m
6.18	4	6.19	3	6.09	10	6.15	10			
		4.89	2					4.97?	8	s
4.26	1	4.25	2					4.24	5	q
3.34	5	3.34	10					3.34	10	q
		3.13	2					3.112	6	u
3.04	2	3.04	4					3.029	10	k
2.735	1					2.737	2			
		2.71	6	2.71	7	2.674	1			
				2.63	6					
		2.425	4					2.45	5	q
				2.344	6					
2.283	2	2.280	1	2.194	6	2.277	5	2.280	5	q
		2.213	4					2.231	4	q
				2.034	3	2.049	1			
		1.917	3					1.917	8	u
1.855	1	1.853	2	1.889	4	1.830	3			
1.818	2	1.817	3					1.813	9	q
				1.755	3					
		1.635	5					1.634	8	u
1.582	1	1.581	1	1.581	7	1.581	1			
1.541	1	1.540	1					1.539	1	q
1.529	1			1.529	7	1.538	1			
1.375	2			1.363	2			1.372	9	q

1 - RHV5/900.2 m, 2 - RHV5/919.2 m, 3 - 4 - molybdenit in Berry (1974), 5 - minerály (m): k - kalcit, q - kremeň, s - sericit, u - uraninit in Michejev (1957)

Ilsemannit (?) $Mo_3O_8.nH_2O$. Vo vrte RHV5/900,2 m bolo možno na hojných agregátoch jordisitu a molybdenitu pozorovať modročierny zemitý povlak s puklinami vysychania. Rtg. difrakčná analýza v malom množstve materiálu potvrdila línie molybdenitu a ilsemannitu (?). Pre blízkosť najsilnejších línií kremeňa (d = 3,34) a ilsemannitu (d = 3,36) nemožno prítomnosť ilsemannitu pokladať

Tab. 6
Chemické zloženie molybdenitu a kolomorfných Mo-Pb-Fe-S agregátov
Chemical composition of molybdenite and colloform Mo-Pb-Fe-S aggregates

Vzorka	Hmotnostné %					Atómový podiel				
	Mo	Pb	Fe	S	Súčet	Mo	Pb	Fe	MoPbFe	S
900.2b-1	51.0	0.6	1.1	32.4	85.1	1.05	0.01	0.04	1.10	2
900.2b-2	51.5	0.5	1.0	31.5	84.5	1.09		0.04	1.13	2
900.45-1	51.3	1.3	4.4	35.5	92.5	0.97	0.01	0.14	1.12	2
900.45-2	52.7	1.4	4.2	37.3	95.6	0.94	0.01	0.13	1.08	2
900.45-3	52.5	1.4	4.3	37.2	95.4	0.94	0.01	0.13	1.08	2
900.95-1	51.4	1.6	1.6	33.7	88.3	1.02	0.02	0.06	1.10	2
900.95-2	51.6	1.4	1.7	33.8	88.5	1.02	0.01	0.06	1.09	2
900.95-3	42.0	20.6	0.9	20.9	84.4	1.34	0.30	0.05	1.69	2
900.95-4	41.5	21.2	1.0	19.2	82.9	1.45	0.34	0.06	1.85	2
900.95-5	49.9	1.6	4.8	34.7	91.0	0.96	0.02	0.16	1.14	2
900.95-6	46.8	1.5	5.0	32.9	86.2	0.95	0.01	0.18	1.14	2
901.1-1	55.4	0.8	2.2	30.1	88.5	1.23	0.01	0.08	1.32	2
901.1-2	54.2	0.6	2.1	30.6	87.5	1.18	0.01	0.08	1.27	2
901.3-1	40.1	16.5	1.1	26.7	84.4	1.00	0.19	0.05	1.24	2
901.3-2	46.3	0.9	3.5	31.6	82.3	0.98	0.01	0.13	1.12	2
919.7-1	46.3	0.9	4.4	30.1	81.7	1.03	0.01	0.17	1.21	2
919.7-2	55.0	1.5	4.7	36.2	97.4	1.02	0.01	0.15	1.18	2
919.7-3	52.7	1.3	4.5	37.6	96.1	0.94	0.01	0.14	1.09	2
Rochovce	61.4	0.1	0.0	38.7	100.2	1.06			1.06	2

Tab. 7
Chemické zloženie tetraedritu a tennantitu
Chemical composition of tetrahedrite and tennantite

Vzorka	Hmotnostné %							
	Cu	Zn	Fe	Hg	Sb	As	S	Súčet
$Cu_{12}As_4S_{13}$	51.6					20.2	28.2	100.0
$Cu_{12}Sb_4S_{13}$	45.8				29.2		25.0	100.0
GMa 5.900.1	35.8	0.9	3.6	14.1	6.3	13.4	24.7	98.8
GMa 5.900.2	35.8	1.1	3.7	13.4	6.6	13.0	24.2	97.8
GMa 5.900.3	34.9	0.8	3.0	15.7	12.9	8.0	24.5	99.8
GMa 5.900.4	34.9	0.8	3.0	15.4	13.6	7.9	24.2	99.8

	Atómový podiel (na 29)								
	Cu	Zn	Fe	Hg	R^{+2}	Sb	As	AsSb	S
$Cu_{12}As_4S_{13}$	12						4		13
$Cu_{12}Sb_4S_{13}$	12					4			13
GMa 5.900.1	9.5	0.2	1.1	1.2	12.0	0.9	3.0	3.9	13.0
GMa 5.900.2	9.6	0.3	1.1	1.1	12.1	0.9	3.0	3.9	12.9
GMa 5.900.3	9.5	0.2	1.0	1.4	12.1	1.9	1.9	3.8	13.2
GMa 5.900.4	9.6	0.2	1.0	1.3	12.1	2.0	1.9	3.9	13.1

Tab. 8
Chemické zloženie sfaleritu
Chemical composition of sphalerite

Vzorka	Hmotnostné %					At. pomer na S
	Zn	Fe	Cd	S	Súčet	
ZnS	67.1			32.9	100.0	
GMa 5/921.2	67.1	0.4	0.1	32.4	100.0	$Zn_{1.02}S$
GMa 5/921.2	64.3	0.5		31.6	96.4	$Zn_{1.00}S$
GMa 5/921.2	65.0	0.5		31.1	96.6	$Zn_{1.03}S$

za spoľahlivo potvrdenú, ale iba za veľmi pravdepodobnú. Kvalitatívnou spektrálnou analýzou povlaku sa ako hlavný prvok overil Mo.

Chalkopyrit $CuFeS_2$ sa vyskytuje v podobe alotriomorfných zŕn veľkých 0,05 až 0,1 mm a agregátov veľkých až 1 cm. Najčastejší je v kremenno-karbonátových žilkách, v ktorých väčšinou vypĺňa medzizrnové priestory. Uzatvára pyrit a uraninit. Obklopuje a žilkami pretína karbonáty, kremeň, molybdenit a uraninit. S pyritom tvorí pretiahnuté agregáty dlhé do 0,25 mm.

Pyrit FeS_2. Idiomorfné zrná (veľké 0,01 - 0,2 mm), agregáty a zhluky pyritu veľké až 1 - 3 mm sú rozptýlené v hornine a v kremenno-karbonátových žilkách. Sústreďuje sa v žilkách (hrubých 50 µm - 0,7 mm) často spolu s chalkopyritom na okraji fragmentov hornín v brekcii. Akumuluje sa i vo vrstvičkách sericitu v úlomkoch kremenno-sericitických bridlíc. Často tiež tvorí pretiahnuté agregáty (dlhé 0,2 mm). Miestami je kataklázovaný. Vystupuje v úzkej paragenéze s uraninitom, ktorý ho zonálne prerastá, uzatvára ho alebo je ním uzavretý. Hojne uzatvára a lemuje sféroidy a kolomorfné zonálne agregáty uraninitu. Často ho uzatvára molybdenit a chalkopyrit.

Tennantit $Cu_3AsS_{3.25}$ *a tetraedrit* $Cu_3SbS_{3.25}$ tvoria alotriomorfné zrná veľké 5 - 30 µm. Vystupujú samostatne v medzizrnových priestoroch karbonátov a prerastajú sa s chalkopyritom. Lemujú, zatláčajú a žilkami pretínajú chalkopyrit a pyrit. Tetraedrit sa prerastá aj s emplektitom. Chemické zloženie tej istej vzorky prezrádza veľkú variabilitu Sb a As a pomerne stabilný a vysoký obsah Hg (tab. 7).

Sfalerit ZnS s hojnými vnútornými reflexmi svetlohnedej farby tvorí v karbonátovej žilke s chalkopyritom a pyritom agregáty veľké až 0,2 x 0,7 mm. Vyskytuje sa aj v kremenných žilkách v podobe rozptýlených zŕn aj tenkých (10 - 30 µm) žiliek pretínajúcich kremennú žilku. Býva tiež rozptýlený v hornine (zrná veľké 10 - 100 µm), prerastá sa s chalkopyritom a uzatvára ho. EDX a WDX analýzy potvrdzujú nízky obsah Fe a Cd (do 0,5 hm. %; tab. 8).

Tab. 9
Chemické zloženie gersdorffitu a kobaltínu
Chemical composition of gersdorffite and cobaltite

Vzorka	Hmotnostné %					
	Co	Ni	Fe	As	S	Súčet
CoAsS	35.5			45.2	19.3	100.0
NiAsS		35.4		45.2	19.4	100.0
GMa 5/900.2-1	12.2	15.1	8.3	45.5	19.0	100.1
GMa 5/900.2-2	12.6	13.5	8.9	45.4	19.4	99.8
GMa 5/900.2-3	18.9	12.5	2.9	44.5	19.5	98.3
GMa 5/900.2-4	20.1	12.3	3.3	44.2	19.3	99.2
GMa 5/900.2-5	8.3	19.9	6.7	44.7	18.2	97.8
GMa 5/900.2-6	15.7	13.8	6.0	45.5	19.2	100.2
GMa 5/900.2-7	8.9	15.6	10.5	44.9	18.9	98.8

	Atómový podiel (na 3)				
	Co	Ni	Fe	As	S
GMa 5/900.2-1	0.34	0.42	0.25	1.00	0.96
GMa 5/900.2-2	0.35	0.38	0.26	1.00	1.00
GMa 5/900.2-3	0.54	0.36	0.09	1.00	1.02
GMa 5/900.2-4	0.57	0.35	0.10	0.98	1.00
GMa 5/900.2-5	0.24	0.58	0.20	1.01	0.97
GMa 5/900.2-6	0.44	0.18	0.39	1.00	0.99
GMa 5/900.2-7	0.25	0.31	0.44	1.00	0.99

Tab. 10
Chemické zloženie markazitu
Chemical composition of marcasite

Vzorka	Hmotnostné %				At. podiel (na 3)		
	Fe	As	S	Súčet	Fe	As	S
FeS_2	46.6		53.4	100.0	1.00	1.00	1.00
GMa 5.918	47.1	1.6	50.8	99.5	1.03	0.03	1.94
GMa 5.918	47.4	1.1	50.9	99.4	1.04	0.02	1.94

Tab. 11
Chemické zloženie emplektitu
Chemical composition of emplectite

Vzorka	Hmotnostné %					Atómový podiel (na 4)			
	Cu	Pb	Bi	S	Súčet	Cu	Pb	Bi	S
$CuBiS_2$	18.9		62.1	19.0	100.0	1.00		1.00	2.00
GMa 5/900	14.8	0.9	63.9	17.1	96.7	0.87	0.02	1.14	1.98
GMa 5/900	16.6	0.8	66.5	18.4	102.3	0.90	0.01	1.10	1.98

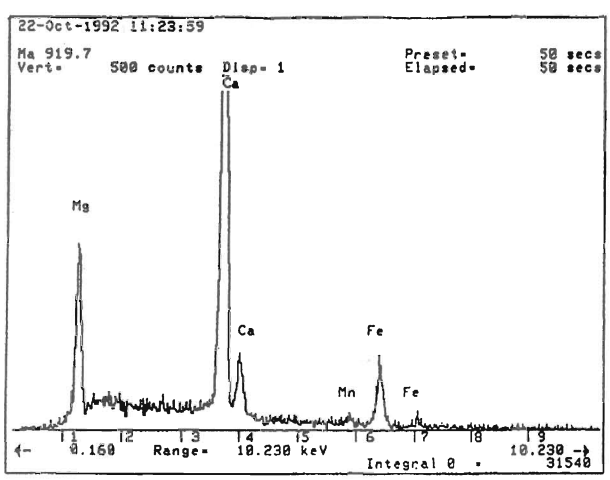
Gersdorffit NiAsS a kobaltín CoAsS sme zistili vo vzorke GMa 5/900,2. Ich odraznosť je blízka pyritu, sú bez žltobieleho sfarbenia a izotropné. Kobaltín má charakteristický ružovkastý odtieň. Gersdorffit a kobaltín tvoria 2 - 5, zriedka až 20 μm hrubý lem na pyrite a kryštály (do 0,1 mm), ktoré narastajú na pyrite a zatláča ich okolitý chalkopyrit (obr. 10). Chemické zloženie sulfoarzenidov potvrdzuje ich zonalitu a variabilitu obsahu Ni, Co a Fe, najmä pomeru Ni/Co, a to aj v jednom tenkom leme (tab. 9).

Markazit FeS_2 (romb. modif.) je pomerne zriedkavý a výrazne anizotropný. Vytvára pretiahnuté zrná (dlhé 10 - 100 μm) a ich agregáty. V karbonátových žilkách vystupuje samostatne alebo v úzkej asociácii s pyritom a chalkopyritom. Uzatvára, obrastá a pretína pyrit. Má zvýšený obsah As (tab. 10).

Emplektit $Cu_2S.Bi_2S_3$ sa ojedinele nachádza vo vzorke GMa 5/900,2. V odrazenom svetle má svetložltý odtieň a je výrazne svetlejší ako tennantit. Anizotropia je silná (modrá - žltá). Tvorí nepravidelne obmedzené a pretiahnuté zrná veľké do 10 μm. Prerastá a lemuje tennantit (obr. 11). Podľa výsledkov EMA analýzy (tab. 11) jeho chemické zloženie zodpovedá emplektitu a vylučuje blízky wittichenit (Cu_3BiS_3).

Hematit Fe_2O_3 je hojný v prevažne kremenných žilkách v blízkosti tektonického styku permských a karbónskych hornín vo vrte RHV 5 v hĺbke 921,4 m. Šupiny spekularitu sú dlhé 30 - 50 μm (zriedka až do 1 cm), výrazne anizotropné, s hojnými vnútornými reflexmi karmínovočervenej farby. Tvoria rôznorodo usmernené agregáty, ktoré obtekajú kremeň a pyrit (obr. 12).

Karbonáty sú hrubozrnné (najčastejšie od 0,5 do 1 mm, zriedkavejšie veľké až nad 2 mm), bielej až sivobielej farby. Tenké žilky (0,1 mm) mladších jemnozrnnejších karbonátov (okolo 50 μm) pretínajú staršie karbonáty a chalkopyrit. Pozorovať tlakové zdvojčatenie karbonátov. Karbonát sa prerastá s kremeňom. Chalkopyrit vystupuje v žilkách karbonátov, kým U-Mo mineralizácia vystupuje na ich okraji. Karbonáty sú hojnejšie vo vrte RHV 5 vo vyššom intervale v rozsahu 900,2 - 902,4 m a omnoho podradnejšie v hlbšom intervale 917,05 - 921,5 m, najmä



Obr. 13. EDX spektrum Fe dolomitu. 919.7 m.
Fig. 13. EDX spectrum of Fe dolomite. 919.7 m.

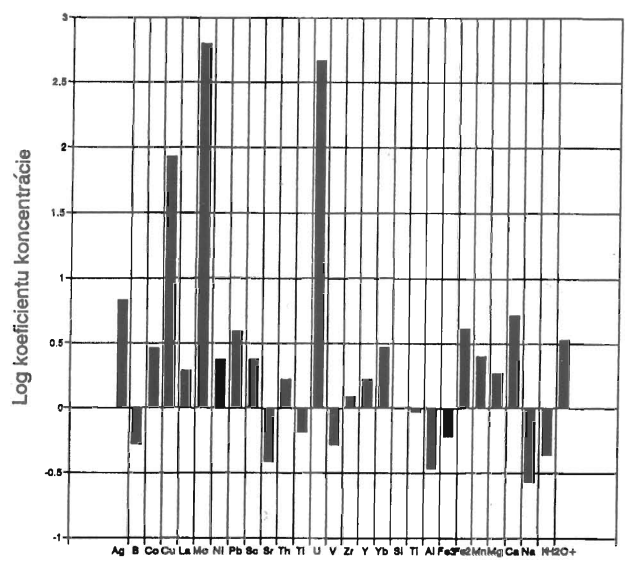
Tab. 12
Chemické zloženie karbonátov
Chemical composition of carbonates

Vzorka	Hmotnostné %					Atómový podiel				
	CaO	MgO	FeO	MnO	CO_2	Ca	Mg	Fe	Mn	(na)
GMa 5.900	31.4	7.6	16.1	1.3	43.6	1.13	0.38	0.45	0.04	2.00
GMa 5.900	30.0	6.5	18.3	2.0	43.2	1.09	0.33	0.52	0.06	2.00
GMa 5.900	31.7	7.6	15.7	1.3	43.7	1.14	0.38	0.44	0.04	2.00
GMa 5.900	28.4	5.6	21.2	2.2	42.7	1.04	0.29	0.61	0.06	2.00
GMa 5.900	30.2	6.6	18.3	1.7	43.2	1.10	0.33	0.52	0.05	2.00
GMa 5.900	29.7	10.8	13.8	1.2	44.4	1.05	0.53	0.38	0.03	2.00
GMa 5.9004	30.6	9.3	14.9	1.1	44.0	1.09	0.46	0.42	0.03	2.00
GMa 5.9009	30.4	9.8	14.7	1.0	44.2	1.08	0.48	0.41	0.03	2.00
GMa 5.9009	29.7	8.9	16.2	1.3	43.8	1.07	0.44	0.45	0.04	2.00
GMa 5.9009	29.7	8.9	16.4	1.1	43.8	1.07	0.44	0.46	0.03	2.00
GMa 5.901	29.3	10.3	15.3	1.0	44.2	1.04	0.51	0.42	0.03	2.00
GMa 5.919	30.3	14.7	8.7	0.7	45.6	1.04	0.71	0.23	0.02	2.00
GMa 5.921	31.0	9.4	14.9	0.7	44.1	1.10	0.47	0.41	0.02	2.00
GMa 5.921	30.6	9.7	15.0	0.6	44.1	1.09	0.48	0.42	0.02	2.00

v porovnaní s kremeňom. Zložením zodpovedajú prechodu medzi ankeritom $CaFe[CO_3]_2$ a Fe dolomitom $CaMg[CO_3]_2$ (tab. 12, obr. 13). Obsah Ca, Mg, Fe a Mn zďaleka nedosahuje variabilitu, aká je na lokalite Novoveská Huta a Jahodná. Teplota dekrepitácie v ankerite vo vrte RHV 5/900,2 m kolíše od 150 do 120 °C.

Kremeň tvorí väčšinou alotriomorfné zrná, ale v žilkách možno pozorovať aj pyramidálne ukončené prizmatické kryštály. Hojné vnútorné reflexy hnedočervenej farby spôsobuje hematitový pigment.

Baryt $Ba[SO_4]$ sprevádza kremenno-karbonátové žilky. Tvorí nepravidelne obmedzené zrná (veľká 0,X mm) s typickou štiepateľnosťou, ktoré sú prerastené kremeňom, chalkopyritom a kalcitom.



Obr. 14. Koeficienty koncentrácie prvkov v zrudnených horninách v pomere k priemernému obsahu v nezrudnených permských sedimentoch.
Fig. 14. Concentration coefficient of elements in the mineralized rocks related to the average contents of elements in the Permian non-mineralized sedimentary rocks.

Tab. 13
Chemické zloženie zrudnených hornín
Chemical composition of mineralized rocks

Vzorka		T19/1	T19/2	T19/3	T19/4		T19/5	720/1	T20/2		T20/3	T20/4
GMa 5	900.0	900.4	900.8	901.3	901.7	902.0	902.2	917.5	918.4	918.5	919.5	920.8
SiO_2 hm. %	67.54	63.02	66.80	69.94	67.08	59.17	63.40	81.02	76.84	77.08	81.70	80.80
TiO_2	0.19	0.71	0.85	0.58	0.54	0.18	0.41	0.66	0.46	0.30	0.47	0.40
Al_2O_3	3.56	4.70	5.63	5.29	5.01	2.82	4.58	5.96	5.06	6.27	5.26	4.17
Fe_2O_3	0.07	0.52	0.55	0.75	0.66	0.72	0.57	2.67	3.03	4.49	2.57	3.10
FeO	3.64	2.98	2.23	2.08	2.34	4.68	4.99	0.61	1.90	0.34	0.83	1.94
MnO	0.10	0.21	0.18	0.17	0.18	0.13	0.34	0.043	0.11	0.04	0.057	0.078
CaO	5.40	8.28	6.94	6.24	6.94	11.29	6.88	2.07	2.91	1.44	2.07	1.90
MgO	4.50	4.11	3.38	2.92	3.58	5.35	3.78	0.93	1.46	0.59	0.86	1.06
K_2O	0.92	1.69	1.93	1.68	1.88	0.77	1.89	1.73	1.35	1.86	1.36	1.40
Na_2O	0.22	0.49	0.54	0.43	0.65	0.15	0.59	0.48	0.43	0.16	0.54	0.38
P_2O_5	0.09	0.14	0.15	0.13	0.085	0.08	0.08	0.070	0.078	0.19	0.060	0.079
H_2O^+	13.21	12.48	9.64	8.56	10.20	15.25	11.66	3.44	4.40	3.92	3.84	3.40
U ppm	1520	2300	2160	5510	50	1310	2640	1250	2565	27 300		360
Mo	3000	3050	1080	4825	1360	9200	3850	1075	2900	12 000	2810	615
Cu	240	1290	527	915	483	5000	72	978	1115	6000	675	446
Pb	14	55	12	36	28	96	7	35	76	785	64	41
Ni	23.4	148	191	135	65	95	133	129	172	132	120	158
Co	44	49	42	49	38	135	35	83	90	162	91	87
V	48.5	61	68	54	46	48.5	41	46	35	32.5	35	32
Ti	1510	2940	~3920	2700	2210	1410	1560	2440	2070	1860	2235	1900
Zr	195	419	200	258	177	229	143	205	227	1935	275	166
Y	26.5	32	21	21	22	88	20	12	16	202	22	15
La	64	71	<30	46	<30	130	47	59	66	148	64	53
Yb	3.3	5.4	~2.6	3.5	3.2	7.6	~2.8	~1.7	~2.8	30.4	3.5	~1.9
C_{org}	9400					4000				900		
Ag		3.9	~1.4	3.2	~1.9		<1.0	~1.7	6.6		5.4	~1,8
B	51	196	258	135	133	26	98	234	146	200	155	120
Sc	11.7	22	13	15	10	21.0	10	11	15	37.0	11	9
Sr	17	39	26	37	32	18	31	73	207	80	112	39
Sc		12.4	13.4	8.82	8.80		7.63	7.67	8.33		5.63	6.06
Y		34.5	20.3	18.2	13.6		11.7	6.0	9.44		9.24	6.95
La		61.9	39.6	42.4	27.6		11.3	40.0	32.4		39.0	5.90
Ce		25.6	49.4	29.2	22.6		20.7	22.2	15.6		12.0	13.6
Pr		3.81	0.037	6.36	3.46		4.60	3.90	5.08		5.88	3.66
Nd		7.53	3.52	10.3	7.45		4.29	7.46	8.76		7.74	3.54
Sm		6.33	2.71	3.45	1.25		2.39	4.48	2.70		3.27	2.86
Eu		2.76	1.07	1.32	1.72		1.07	1.21	2.48		2.98	0.996
Gd		24.7	6.37	16.4	14.8		23.2	13.5	18.4		17.8	16.8
Tb		3.60	3.02	1.46	0.91		1.65	1.62	0.98		0.95	0.87
Dy		5.61	0.395	3.08	2.37		0.082	1.08	1.75		3.08	0.390
Ho		1.14	<0.02	0.812	0.073		0.277	<0.02	0.10		0.377	0.058
Er		4.52	2.64	1.95	1.80		1.45	1.74	2.49		3.24	1.20
Tm		<0.1	<0.1	<0.1	<0.1		<0.1	<0.1	<0.1		<0.1	<0.1
Yb		3.71	1.40	2.26	2.96		0.79	0.406	1.01		1.73	0.872
Lu		1.78	1.10	1.20	1.08		1.98	1.40	1.67		1.62	1.86

Chemické zloženie zrudnených hornín

Obsah hlavných prvkov dokumentuje podstatné rozdiely ich zastúpenia vo vzorkách, čo spôsobuje hlavne pomer karbonátov a kremeňa, ako sa uvádza v mikroskopických opisoch. Hojnosť karbonátov (napríklad vz. T 19) sa odráža vo zvýšenom obsahu CaO (~3 - 4x), MgO (~3 - 4x), FeO (~2x), MnO (~2x) a straty žíhaním odrážajúcej obsah CO_2 (3x). Prekremenenie a prítomnosť hematitu vo vzorkách (T 20) spôsobuje zvýšený obsah SiO_2 (~+7-8 hm. %) a Fe_2O_3 (~5x). V zastúpení ostatných kysličníkov výraznejšie rozdiely nepozorovať (tab. 13).

Obsah U, Mo a Cu v zrudnených horninách väčšinou kolíše od 500 do 5000 ppm (tab. 13 a 14). Maximálna koncentrácia je U 2,7 hm. %, Mo 1,2 hm. % a Cu 0,6 hm. %. Priemerný obsah je najvýraznejšie zvýšený pri hlavných rudných prvkoch, a to pri U 0,34 hm. %, Mo 0,26 hm. % a Cu 0,16 hm. % (tab. 15). Mierne zvýšený obsah vykazuje aj Ag, Co, La, Ni, Pb, Sc, Th, Zr, Y a Yb (obr. 14). Spätosť zrudnenia s karbonátovými žilkami potvrdzuje obohatenie o Fe^{+2}, Ca, Mg, Mn a H_2O^+.

Zistený obsah U, Mo a Cu potvrdzuje spoločné vystupovanie maximálnych koncentrácií, čo je v súlade s už uvedeným mikroskopickým pozorovaním (obr. 15 a 16). Chalkopyrit sa vyskytuje v tesnej asociácii s uraninitom a molybdenitom (jordisitom), ale vystupuje aj samostatne a s pyritom v žilkách karbonátov. Ostatné prvky rudnej mineralizácie sa pravdepodobne viažu na uránové minerá-

Tab. 14
Obsah stopových prvkov (v ppm)
Contents of trace elements (in ppm)

Vzorka GMa	6/ 440	6/ 912	6/ 955	1018/ 437	1018/ 876	1018/ 937	1022/ 785	1022/ 888	1022/ 952
U	5.3	14	200		4760	1700	25.3	1480	4.7
Mo		6	7.7	1290	5150	1290	8.3	4100	16
Cu		7.3	19.5	3550	4040	3550	72	2570	23
Pb		5	6	36	345	36	19.1	101	7.6
Ni		11.7	3	41	52	41	12.3	116	15
Co		10.3	7.2	20.4	300	20	70	222	5.4
V		14	29	37	35	37	20	37	108
Ti		1275	1860	234	2340	2340	3090	2240	3500
Zr		257	82	182	309	182	330	290	182
Y		84	59	41	37	41	41	39	32
La		46	22	96	83		43	86	39
Yb		5.5	3.3	4	4.8	4	3.5	3.9	3
C_{org}		200	1100		100	14 200	1400	2800	2500
Ag		0.3	0.3	2	25	2	0.7	21.0	0.7
B		24	54	47.5	215	48	270	170	440
Sc		5	6	12.7	186		9.1	11.2	11.1
Sr		13	16	7	20	7	21	29	40
Th			16.8						

Tab. 15
Priemerný (a) a maximálny (m) obsah stopových prvkov (v ppm)
Average (a) and maximum (m) contents of trace elements (in ppm)

Lokal		Co	C_{org}	Cu	Mo	Ni	Pb	Ti	U	V	Zr	Y
GMa	a	78	3660	1579	2882	80	90	2182	2903	43	312	44
	m	300	14 200	6000	12 000	172	785	3920	27 300	108	1935	202

Počet analýz: n ≤ 20

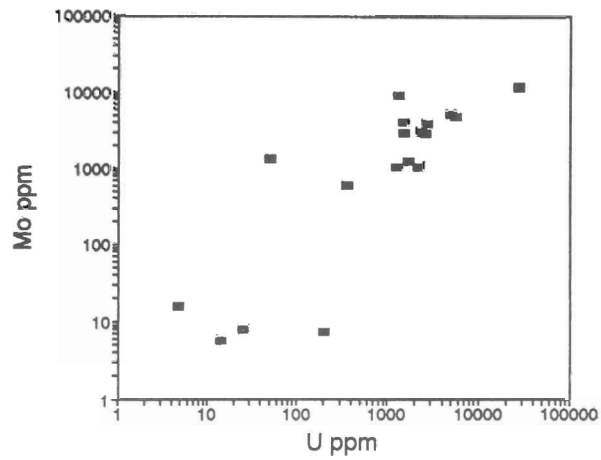
ly (Pb, Y a Yb), tennantit, tetraedrit (Cu a Ag), pyrit (Ni, Co), zirkón a hydrozirkón (Zr, Y a Yb).

Obsah prvkov vzácnych zemín nevykazuje podstatnejšie rozdiely v obsahu ľahkých ani ťažkých prvkov vzácnych zemín a Y (tab. 13). Ale vo vzorkách s vysokým obsahom U možno pozorovať aj zvýšenie Zr, Y, La, Gd, Dy, Ho, Er a Yb. Ide prevažne o ťažké prvky vzácnych zemín, ktoré sa viažu na uránové minerály a zirkón. Pri metóde AES-ICP sa však nepoužila náročnejšia metóda separácie a krivky distribúcie nemajú dostatočnú pravidelnosť.

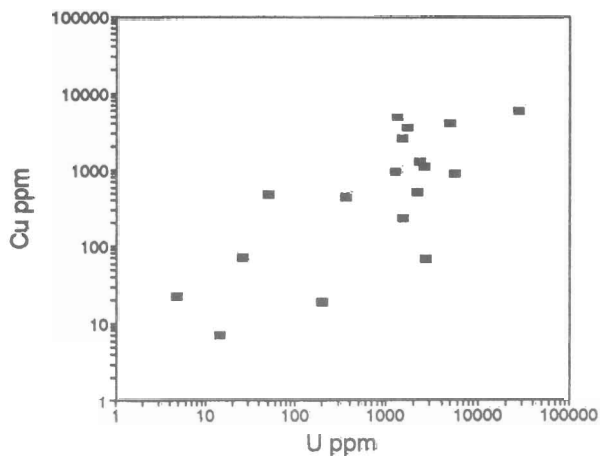
Záver

U-Mo-Cu mineralizáciu v študovaných vzorkách charakterizuje nasledujúca asociácia minerálov: uraninit, molybdenit (jordisit), U-Ti oxidy, coffinit, chalkopyrit, pyrit, tennantit, tetraedrit, sfalerit, markazit, hydrozirkón (?), gersdorffit, kobaltín, emplektit, rutil, leukoxén, hematít, kremeň, Fe dolomit, ankerit a turmalín.

Uraninitovo-molybdenitová mineralizácia predchádzala chalkopyritovej so sprievodnými sulfidmi v kremenno-karbonátových žilách. Tektonické brekcie na zlomoch s remobilizovanou žilníkovou mineralizáciou obsahujú najbohatšie rudy permu gemerika v ložisku Novoveská Huta a obdobne je to vo vrtoch pri Matejovciach nad Hornádom. Maximálny obsah U a Mo prekračuje 1 a Cu 0,5 hm. %. V týchto rudách sú podobne ako na zlomoch



Obr. 15. Korelačný diagram obsahu U a Mo v zrudnených horninách.
Fig. 15. U/Mo plot in the mineralized rocks.



Obr. 16. Korelačný diagram obsahu U a Cu v zrudnených horninách.
Fig. 16. U/Cu plot in the mineralized rocks.

v Novoveskej Hute aj najvyššie koeficienty koncentrácie U, Mo a Cu. Sprievodným prvkom rudnej mineralizácie je Ag, Co, Ni, Pb, Th, Zr, Y a Yb.

Z U-Mo-Cu rudy z Matejoviec nad Hornádom nemáme nijaké geochronologické údaje. Geochronologické U-Pb datovanie bohatej uránovej rudy obdobného charakteru z Novoveskej Huty poskytlo vek 130 ± 20 Ma (Arapov et al., 1984) izotopová analýza Pb v galenite z kremenno-karbonátových žíl s Cu mineralizáciou v Novoveskej Hute modelový vek 110 Ma (Háber in Háber a Rojkovič, 1989, podľa Staceya a Kramersa, 1975).

Poďakovanie. RNDr. L. Novotnému z URANPRES ďakujem za vzorky, geologickú dokumentáciu vrtov a analýzy U a Ing. J. Hudáčkovi z Geologickej služby Slovenskej republiky za geologickú dokumentáciu vrtu RHV 5. Za bodové analýzy minerálov ďakujem RNDr. F. Caňovi, RNDr. P. Simanovi, RNDr. P. Konečnému z Geologickej služby Slovenskej republiky a RNDr. D. Jančulovi z Chemickej fakulty STU v Bratislave. Za chemické analýzy hornín vďačím Ing. A. Čelkovej, CSc., a RNDr. L. Puškelovej z Geologického ústavu SAV a za analýzy vzácnych zemín Ing. V. Streškovi, CSc., z Geologického ústavu Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave. Práca bola čiastočne podporená Grantovou agentúrou pre vedu v rámci projektu GA 2 1082.

Literatúra

Arapov, J. A., Bojcov, V. J., Česnokov, N. I., Djakonov, A. V., Halbrštát, J., Jakovjenko, A. M., Kolek, M., Komínek, J., Kozyrev, V. N., Kremčukov, G. A., Lažanský, M., Milovanov, I. A., Nový, V. & Šorf, F. (red.), 1984: Československá ložiska uranu. *SNTL, Praha, 365.*

Bartalský, J., Együd, K., Hudáček, J., Hrušovský, S. & Murko, I., 1988: Záverečná správa úlohy Rudňany-Matejovce-II-11 83 0710. *Manuskript - GP Spišská Nová Ves.*

Berry, L. G. (Ed.), 1974: Selected powder diffraction data for minerals. *Philadelphia, 833.*

Cambel, B. & Jarkovský, J., 1985: Rudnianske rudné pole. *Bratislava, Veda, 363.*

Giobbi, E. O., Bernasconi, A. & Ravagnani, D., 1982: Petrologic and metallogenic investigations on the Colio Formation of the Novazza uranium mine, Bergamasc Alps (Italy). *Rendiconti SIMP, 38, 293 - 305.*

Háber, M. & Rojkovič, I., 1989: Metallogeny of the Permian of the Slovenské rudohorie Mts., Czechoslovakia. XIV. *Congress Carpatho-Balcan Geological Association, Sofia, 1355 - 1358.*

Hudáček, J., Hrušovský, S. & Fabian, M., 1987: Nové rudné štruktúry v severnej časti rudnianskeho rudného poľa. *Geol. Průzk., 29, 161 - 165.*

Kazancev, V. V., Dubinčuk, V. T., Dojnikova, O. & Zlobina, A., 1982: O formach nachoždenija urana v gidrocirkone. *Litologija i poleznyje iskopajemyje, 6, 122 - 128.*

Kundrát, M., 1988: Mineralogická studie uranového zrudnění z lokality Rudňany - Matejovce. *Manuskript - Stráž pod Ralskem, 80.*

Michejev, V. I., 1957: Rentgenomeričeskij opredelitel mineralov. *Gosgeoltechizdat, Moskva, 868.*

Ramdohr, P., 1975: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. *Akademie-Verlag, Berlin, 1277.*

Rojkovič, I., 1974: Mineralogija uranovogo orudenenija v permi chočskoj tektoničeskoj jedinicy v oblasti Vikartovskogo chrebta. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 25, 65 - 76.*

Rojkovič, I., 1987: Mineralogická charakteristika uránového zrudnenia vo vrte RHV-5 severne od Rudňan. *Manuskript - Geologický ústav CGV SAV, Bratislava, 25.*

Rojkovič, I., Novotný, L. & Háber, M., 1993: Stratiform and vein U, Mo and Cu mineralization at Novoveská Huta area, CSFR. *Mineralium Depos. (Berlin), 28, 58 - 65.*

Stacey, J. S. & Kramers, J. D., 1975: Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett., 26, 207 - 221.*

U-Mo-Cu mineralization near Matejovce nad Hornádom (Eastern Slovakia)

New vein structures with copper mineralization have been found by drilling in the northern part of the Rudňany ore field (Hudáček et al., 1987). South from Matejovce village in the drilling RHV-5 U-Mo mineralization has been also found. Later it was confirmed in others drillings (No. 1018 and 1022).

Ore mineralization in form of stockwork occurs in breccia near the fault between the Permian and Carboniferous rocks (Figs. 1-3). Its direction is EEN-WWS and dipping 55° to S (Bartalský et al., 1987). Fragments in breccia (mostly from 0.5 to 3 cm) are represented by quartz-sericitic phyllite, metaquartzite, quartz and sericitic phyllite. Carbonates and quartz dominate in cement. Mineralization is accompanied by sericitization and tourmaline. Less common is chlorite and rare is apatite.

Distribution of uranium is documented by autoradiography. Autoradiographs were prepared from polished section of the mineralized rocks. They were exposed for 15 days. Fine grained ore minerals were studied by WDX and EDX microanalyses. Chemical composition of mineralized rocks was analyzed by means of XRF, OES and AES-ICP.

Ore minerals are disseminated in quartz-carbonate veinlets (Rojkovič, 1987; Kundrát, 1988). The dominant minerals of U-Mo-Cu mineralization are uraninite, molybdenite (jordisite) and chalcopyrite. They are accompanied by U-Ti oxides, coffinite, pyrite, tennantite, tetrahedrite, sphalerite, marcasite, hydrozircon (?), gersdorffite, cobaltite, emplectite, rutile, leucoxene, hematite, quartz, Fe dolomite, ankerite and tourmaline. U-Mo-Cu mineralization is very similar to the mineralization in the Novoveská Huta area (Rojkovič et al., 1993).

Uraninite UO_2 is colloform, botryoidal and spheroidal. The size of spheroids and irregular grains is from 1 to 5 μm rarely up to 20 μm (Fig. 4). Frequent are also concentric and colloform botryoidal zonal aggregates up to 0.7 mm big (Fig. 5). Veinlets and larger aggregates are also visible in autoradiographs of the mineralized rocks (Fig. 3). Analyses of uraninite also confirm the presence of Zr, Si, Ti, Ca a Pb (Tab. 1). U-Ti oxides show inhomogeneity and colloform structure. Fe, Si and Ca are also present (Tab. 2). Coffinite $U[SiO_4]$ is rare as thin rims (from 1 to 3 μm) of uraninite spheroids (Fig. 6, Tab. 3). Rare is hydrozircon ? $Zr[Si(O, OH)_4].0\text{-}3\ H_2O$ (Fig. 7, Tab. 4).

Molybdenite (jordisite) MoS_2 form mostly zonal colloform Mo-Pb-Fe-S aggregates (from 0.1 to 0.7 big) without strong anisotropy typical for molybdenite (Fig. 8). Elongated radial grains with characteristic anisotropy in them represent transition to molybdenite (Fig. 9). X-ray diffraction analysis of mostly zonal colloform aggregates of molybdenite bisulphide has confirmed only weak lines of molybdenite (Tab. 5). It reflects very probably a dominant presence of amorphous jordisite partly intergrowing with molybdenite. Chemical composition corresponding to MoS_2 was confirmed in anisotropic molybdenite. Zonal colloform aggregates show total less than 90 % and presence of Pb and Fe (Tab. 6). Very thin zones of different phases (<1 μm) make their reliable identification. We suppose alteration of thin zones of jordisite with galena and pyrite in zonal colloform aggregates impossible.

U-Mo mineralization in quartz-carbonate veinlets was followed by chalcopyrite and associated sulphides. Chalcopyrite $CuFeS_2$ cuts uraninite, Mo-minerals and quartz-carbonate veinlets. It is associated with tennantite, tetrahedrite, sphalerite, pyrite, marcasite, gersdorffite (Fig. 10), cobaltite and emplectite. Tennantite $Cu_3AsS_{3.25}$ and tetrahedrite $Cu_3SbS_{3.25}$ show great variability of Sb and As also in the same sample (Tab. 7). Sphalerite shows contents of Fe and Zn up to 0.5 weight per cent (Tab. 8). Variability of Ni, Co and Fe has been found also in gersdorffite and cobaltite (Tab. 9). Marcasite FeS_2 (romb. modif.) is closely associated with pyrite and shows increased contents of As (Tab. 10). Rare emplectite $Cu_2S.Bi_2S_3$ is intergrown with tetrahedrite (Fig. 11, Tab. 11). Hematite Fe_2O_3 is abundant in quartz veinlets close to the tectonic contact of the Permian and the Carboniferous rocks (Fig. 12).

Carbonates (from 0.5 to 2 mm big) correspond by their chemical composition to Fe dolomite - ankerite (Fig. 13, Tab. 12). Decrepitation temperature in ankerite varies from 150 to 120 °C. Quartz is intergrown with carbonates. It is more abundant in deeper parts of stockwork. Quartz-carbonate veinlets are accompanied also by baryte $Ba[SO_4]$.

Dominant elements of ore mineralization are U, Mo and Cu (Figs. 14, 15 and 16). The average contents of these elements in weight per cents are 0.16 Cu, 0.26 Mo and 0.34 U. The maximal concentration exceeds 1 weight per cent for U and Mo and 0.5 weight per cent for Cu. Contents of Ag, Co, La, Ni, Pb, Sc, Th, Zr, Y, Yb as well as Fe^{+2}, Ca, Mg, Mn and LOI are slightly increased (Tabs. 13, 14 and 15).

Similar U-Mo-Cu mineralization in Novoveská Huta was dated as Cretaceous according U-Pb dating and Pb isotopic model age (Arapov et al., 1984; Háber in Háber and Rojkovič, 1989).

Mineralia Slovaca, 28 (1996), 501 - 513

$^{40}Ar/^{39}Ar$ spektrá z amfibolu amfibolických hornín veporika

JÁN KRÁĽ[1], WOLFGANG FRANK[2] a VLADIMÍR BEZÁK[1]

[1]Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[2]Dpt. of Geology, Geocenter Vienna, Althaustrasse 14, A-1090 Vienna, Austria

(Doručené 15. 7. 1996)

Hornblende $^{40}Ar/^{39}Ar$ spectra from the hornblende-bearing rocks of the Veporic unit

Hornblendes from the hornblende-bearing rocks of the Veporic basement (mainly amphibolites s. s.) were dated by $^{40}Ar/^{39}Ar$ method. Mostly discordant $^{40}Ar/^{39}Ar$ spectra register the Hercynian postmetamorphic cooling (346 - 377 Ma) in some samples. A significant Ar loss in samples mainly from the southern Veporicum and subsequently a contamination of the hornblendes by K-rich phase and uptake of Ar with an extreme isotopic composition (excess Ar) were caused by the Alpine tectonothermal event.

Key words: $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating, hornblendes, Veporic unit, Western Carpathians

Úvod

Pre vysokú blokujúcu teplotu Ar (Harrison, 1981) je amfibol potenciálne dôležitým minerálom na datovanie vysokoteplotných udalostí v metamorfovaných, resp. v plutonických horninách. Pretože horniny s amfibolom sú bežnou súčasťou kryštalinika, možno získať aj prehľad o regionálnej distribúcii vekových údajov.

Z kryštalinika Západných Karpát sa v posledných dvoch dekádach publikovali K/Ar analýzy amfibolu z metamorfovaných hornín (Bagdasarjan et al., 1977; Cambel et al., 1979; Cambel et al., 1980; Kantor, 1980; Kantor et al., 1981; Kantor et al., 1992; nepublikované údaje Kantora et al., 1984) a v ostatnom čase pribudlo aj niekoľko $^{40}Ar/^{39}Ar$ analýz (Dallmeyer et al., 1993; Maluski et al., 1993; Dallmeyer et al., 1995). Pre publikované údaje je charakteristický taký veľký rozptyl, že ich interpretačný význam je v rade prípadov sporný. Preto doteraz nebolo možno určiť limit veku metamorfózy, resp. chladnutia po teplotnom maxime hercýnskeho metamorfizmu vo všetkých základných tektonických jednotkách s metamorfovanými horninami obsahujúcimi amfibol.

Veporikum je jednou z hlavných alpínskych tektonických jednotiek Západných Karpát a buduje ho kryštalinikum (metamorfity sp. paleozoika, prekambrium ?, do ktorých intrudovali granitoidné horniny) a obal vrchnopaleozoických a mezozoických hornín. Túto tektonickú jednotku silne zasiahol aj alpínsky orogén s nerovnakou regionálnou intenzitou. Kryštalinikum veporika je teda oblasťou, v ktorej je na jednej strane možnosť určiť limit veku predalpínskej metamorfózy a zároveň definovať teplotné prejavy alpínskej termotektonickej udalosti, príp. aj priestorovú distribúciu jej vplyvu.

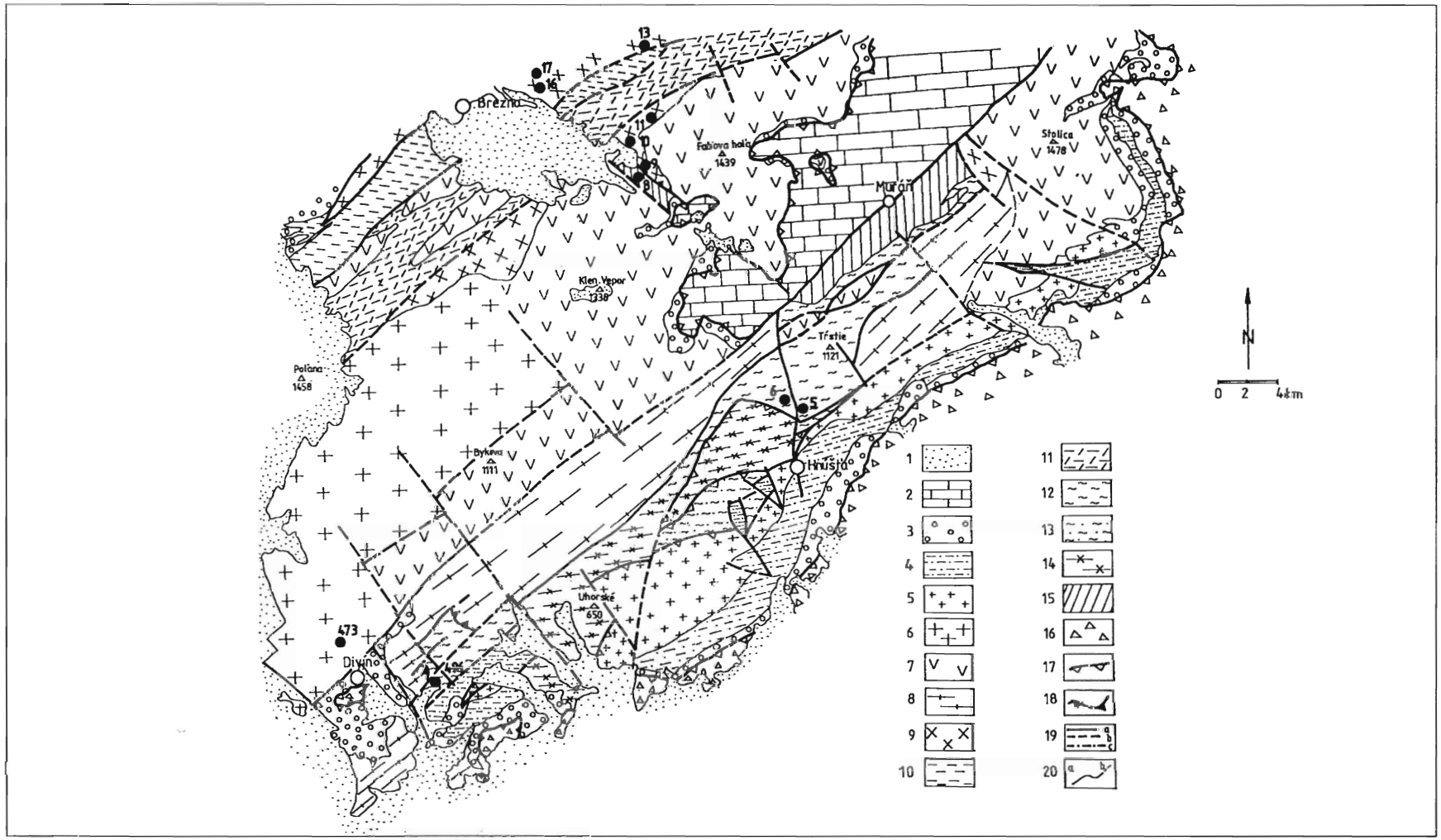
Cieľom tejto práce bolo na základe $^{40}Ar/^{39}Ar$ analýzy:

- získať základnú informáciu o tvare spektier zdanlivých vekov vypočítaných z pomeru $^{40}Ar^*/^{39}Ar$ vo vzorkách amfibolu hlavne z amfibolitov s. s. zo severného a južného veporika a
- zistiť, či sú rozdiely v získaných údajoch v rámci rozličných tektonických jednotiek vyčleňovaných vo veporiku.

Amfibolické horniny v kryštaliniku veporika

Komplikovaná geologická stavba veporika je výsledkom hercýnskej a alpínskej tektoniky, ktorej efekty sú na seba naložené. Z komplikovanej stavby vyplýva i súčasná nejednotnosť vo vyčleňovaní tektonických jednotiek, a tým aj nejednotnosť v zaraďovaní amfibolických hornín, ktoré sú ich súčasťou.

Ovzorkovanú oblasť (obr. 1), t. j. severné a južné veporikum, rozliční autori rozdeľujú v súčasnosti na viac komplexov. Kým Zoubek (1936) uvažoval o jednotnom predmetamorfnom vývine predkarbónskych sedimentov a vulkanických hornín v tatriku a veporiku, neskoršie práce (Klinec, 1966) priniesli predstavy o príkrovovej stavbe kryštalinika veporika. Bez povšimnutia nezostali ani nízkometamorfované paleozoické sedimenty uprostred vyššie metamorfovaných (Klinec et al., 1975). Na základe rozdielneho metamorfného vývoja a rozdielnej litológie sa vyčlenilo viac komplexov, napr. hronský komplex, komplex Jánovho grúňa, Prednej hole (Klinec, 1966; Bajaník et al., 1979; Miko, 1981) v severnom veporiku a v južnom veporiku napr. komplex Ostrej, klenovský komplex a i. (Bezák, 1982). Metamorfované horniny veporika vystupujúce na J od čertovickej línie zaraďuje Putiš (1992) do hronského príkrovu. Litologicky doň patria sľudnaté bridlice až ruly, páskované amfibolity a enklávy metaperidotitov. Na základe analógie s hercynidmi západnej Európy súbor hornín s takouto litológiou definoval Hovorka et al. (1992), Hovorka a Méres (1993) ako leptinitovo-amfibolitový komplex (LAC). Podľa toho väčšina amfibolitových telies v severnom veporiku (medzi Polron-



Obr. 1. Zjednodušená geologická mapa veporika. Plné krúžky - miesta odberu vzoriek. 1 - neogénne sedimenty a vulkanity, 2 - mezozoické príkrovy, 3 - obalové vrchné paleozoikum a mezozoikum, 4 - biotitické fylity a bridlice (devón a vrchný karbón), 5 - leukokratné granitoidy, 6 - tonality a granodiority, 7 - porfyrické granitoidy, 8 - hybridné granitoidy a migmatity, 9 - rulovo-migmatitový komplex, 10 - metasedimenty severného veporika (spodné paleozoikum), 11 - diaftorizované ruly a svory, 12 - svory južného veporika, 13 - chloritovo-muskovitová bridlica, metabazity a metakarbonáty (spodný karbón?), 14 - albitická rula, 15 - ortorula a metavulkanity, 16 - gemerikum, nediferencované, 17 - alpínske násuny, 18 - hercýnske násuny, 19 - zlomy, 20 - geologické hranice. Poznámka: 9 - vrchná jednotka, 4 až 11 - stredná jednotka, 12 - 15 - spodná jednotka.

Fig. 1. Simplified geological map of the Veporic unit. Full circles - the sample sites. 1 - Neogene sediments and volcanics, 2 - Mesozoic nappes, 3 - Upper Paleozoic and Mesozoic cover, 4 - Lower Devonian(?) and Upper Carboniferous (mostly biotitic phyllites and schists), 5 - leucocratic granitoids, 6 - tonalites and granodiorites, 7 - porphyric granitoids, 8 - hybrid granitoids and migmatites, 9 - gneiss-migmatite complex - Upper unit, 10 - metasediments of the northern Veporicum (Lower Paleozoic), 11 - mica schists and gneisses diaftorized to various degree, 12 - mica schists of the southern Veporicum, Lower Paleozoic, 13 - chlorite-muscovite schists, metabasites and metacarbonates - Lower Carboniferous, 14 - albitic gneisses, Lower Paleozoic, 15 - orthogneisses, acid metavolcanics, 16 - Gemeric unit, undivided, 17 - Alpine thrust lines, 18 - Hercynian thrust lines, 19 - faults, 20 - geological boundaries. Remark: 9 - Upper unit, 4 - 11 - Middle unit, 12 - 15 - Lower unit.

skou Polhorou a Malým a Veľkým Zeleným potokom, výskyty na S od Heľpy, Závadky nad Hronom a Polomky, ako aj teleso medzi Hroncom, Predajnou a dolinou Vagnár) patrí do tohto komplexu.

Na základe štruktúry vytvorenej mezohercýnskou kolíziou vyčlenil Bezák (1994) tri základné litotektonické jednotky rekonštrukcie kryštalinika: vrchnú (rulovo-migmatitovú), strednú (s prevahou rúl a svorov s reliktmi nízkostupňových metamorfitov) a spodnú (s prevahou metamorfitov fácie zelených bridlíc). Vo veporiku je zastúpená najmä stredná a spodná jednotka, kým vrchná sa pravdepodobne vyskytuje iba vo forme tektonických trosiek.

Podľa tohto členenia vrchná jednotka obsahuje vysokometamorfované komplexy rúl a amfibolitov (vrátane LAC) a je tektonickým nadložím strednej jednotky. Bezák (1991) odhadol teplotu jej metamorfózy na 600 - 730 °C a tlak na ~500 MPa. Zaradenie niektorých vysokometamorfovaných rúl, amfibolitov a migmatitov v severnom veporiku zostáva problematické (beňušské ruly, migmatity, hybridné granitoidy). Môžu reprezentovať tektonickú trosku vrchnej jednotky.

Strednú jednotku v oblasti veporika budujú svory, pararuly, amfibolity a silne deformované granitoidy. Limity pôvodnej metamorfnej teploty a tlaku majú širší diapazón (od vrchnej časti fácie zelených bridlíc po vrchnú časť amfibolitovej fácie), avšak stierajú ich silne vyvinuté retrográdne a diaftoritické procesy.

Podľa Bezáka (1994) sa do spodnej jednotky zaraďujú metamorfity nízkeho stupňa v kohútskej zóne, pre ktoré sa metamorfné podmienky pohybujú od 450 do 530 °C pri strednom tlaku (Bezák, 1991).

Vzorky amfibolu, ktoré sme analyzovali, pochádzajú hlavne z amfibolitov s. s., dve vzorky boli vyseparované z biotiticko-amfibolickej ruly a z masívneho amfibolovca, ktorý v spomenutej rule leží. Zoznam použitých vzoriek, ich zaradenie do jednotiek podľa tektonického členenia Bezáka (1994) je v prílohe.

Amfibolity veporika študoval najmä Hovorka (1969, 1971), Varčeková (1973a, b) a Cambel a Kamenický (1982). Ich hlavnou minerálnou zložkou je hornoblend a sericitizovaný plagioklas. Podradne, v kolísajúcom množstve, je zastúpený kremeň, biotit, granát, titanit, apatit a rudné minerály. V amfibole niektorých vzoriek možno zistiť aj jemnú sľudu viažucu sa najmä na štiepne plochy, ako aj chlorit na okrajoch zŕn.

Podľa citovaných prác Hovorku boli tieto metamorfity bázickými eruptívami, a aj keď si podľa Cambela a Kamenického (1982) vcelku zachovali pôvodné chemické zloženie, majú znaky metasomatických premien, najmä biotitizácie, aktinolitizácie a feldšpatitizácie, čo spôsobuje ich značnú petrografickú variabilitu (Hovorka, 1971).

Predchádzajúce výsledky

Z amfibolických hornín veporika sú známe údaje z amfibolitov s. s. a z bázických plutonitov, ktoré intrudovali do metamorfovaných hornín. Tri K/Ar údaje Kantora (1984, nepublikovaná správa) ležiace v intervale 359-337 Ma pochádzajú z amfibolu separovaného z malých amfibolitových teliesok na J od Beňuša, Filipova a Polomky. Cambel et al. (1980) publikovali K/Ar údaj 882 Ma z amfibolitového telesa v doline Vagnár neďaleko Brezna. Pre teliesko amfibolovca neďaleko Beňuša (Drakšiar) sa určil K/Ar vek 492 - 480 Ma (Cambel et al., 1980). Z peridotitu neďaleko Filipova je známy K/Ar údaj 422 Ma (Kantor et al., 1984). V južnom veporiku Kantor et al. (1992) analyzovali amfibol z amfibolitu s. s. a z kremenného dioritu od Lovinobane a Píly s výsledkom 478 - 380 Ma. Publikovaných K/Ar údajov z amfibolických hornín z veporika je ešte viac, ale pochádzajú z celkových hornín a preto sa nimi nezaoberáme.

V poslednom čase sa publikovali dve $^{40}Ar/^{39}Ar$ analýzy amfibolu z amfibolitov veporika. Pre amfibolit severného veporika neďaleko Závadky predpokladá Dallmeyer et al. (1993) geologicky významný vek 354 Ma, kým Maluski et al. (1993) z amfibolitu južného veporika neďaleko Kokavy n/Rim. publikovali vek 143 Ma.

Z uvedených údajov sú očividné dve veci:

- pre K/Ar údaje je charakteristický mimoriadny rozptyl, čo signalizuje reálne problémy v správaní sa K/Ar systému v týchto vzorkách;
- $^{40}Ar/^{39}Ar$ údaje z amfibolu indikujú hercýnske aj alpínske vysokoteplotné udalosti a navyše sa dá očakávať závislosť $^{40}Ar/^{39}Ar$ veku od geografickej pozície vzoriek.

Preto sme ovzorkovali telesá amfibolitov prakticky v celom veporiku reprezentujúce významné výskyty v metamorfovaných horninách rozličných tektonicky vyčlenených komplexov (lokalizácia vzoriek je v prílohe). Orientovali sme sa hlavne na odber z takých telies, v ktorých sú hercýnske štruktúry dominantné. V niektorých prípadoch sme odobrali a analyzovali vzorky, z ktorých sa publikovali extrémne vysoké K/Ar údaje.

Metodika

Vzorky amfibolu na $^{40}Ar/^{39}Ar$ datovanie sa z pôvodných hornín separovali štandardnými metódami - ťažkým kvapalinami (bromoform, Thouletov roztok, metylénjodid), elektromagnetom a potom dočistené ručne pod binokulárnym mikroskopom na 99 % čistotu. Takto pripravené vzorky sa ešte vyčistili v metanole a bi destilovanej vode s použitím ultrazvuku, potom sa zatavili do kremenných ampúl a ožiarili v jadrovom reaktore ASTRA dávkou okolo 10^{18} neutrónov/cm^2. Na zníženie produkcie interferujúcich nuklidov boli vzorky pri ožiarení zabalené do kadmiovej fólie. Spolu so vzorkami minerálov sa ožiarili aj štandardy (amfibol MMhb-1, Alexander et al., 1978) a z jedného štandardu sa použila vypočítaná hodnota ožarovacieho parametra J pre 6 vzoriek ožarovaných v jednej pozícii so štandardom. Chyba analytického určenia hodnoty J neprekračuje 0,4 %.

Po ožiarení sme vzorky analyzovali v geochronologickom laboratóriu Geotechnického inštitútu BVFA ARSENAL vo Viedni a použili sme štandardnú techniku analýzy tohto laboratória: vzorky sa umiestnili do tantalových kapsúl a zahrievali vysokofrekvenčným generátorom. Postupné

zahrievanie vzorky sme začínali (po predchádzajúcom niekoľkominútovom temperovaní vzorky na odstránenie adsorbovaných plynov) pri teplote okolo 500 °C. Teplota na povrchu tantalovej kapsuly so vzorkou sa kontrolovala optickým pyrometrom. Analýzu sme skončili úplným odplynením vzorky pri teplote 1150 - 1200 °C. Štandardne sme robili 12 teplotných krokov.

Pri každej teplote sa uvoľnený objem plynu čistil v dvoch krokoch - predbežne pomocou Ti a Cu getra a vymrazovaním získaného plynu tekutým Ar. Po 10 min sa plyn čistil podobne v druhej časti aparatúry. Po definitívnom čistení (5 min) bola vzorka plynu pripravená na meranie v hmotnostnom spektrometri.

Iónový prúd zodpovedajúci izotopu ^{36}Ar, ^{37}Ar, ^{39}Ar a ^{40}Ar sa meral na MS VG 5400 po zistení hodnôt pozadia na používaných detektoroch (HF-High Faraday, DM-Daly Multiplier) v šiestich cykloch. V štandardnej procedúre sa prúd ^{36}Ar a ^{37}Ar meral DM detektorom a prúd ^{39}Ar a ^{40}Ar HF detektorom. Veľmi nízky prúd ^{39}Ar sa meral Dalyho detektorom, aby sa predišlo príliš veľkej chybe merania.

Na štatistické spracovanie nameraných údajov sa použil štandardný program firmy VG, na výpočet veku interpolované hodnoty korigované na interferujúce izotopy a zdanlivé $^{40}Ar^*/^{39}Ar$ veky sa vypočítali na základe akceptovaných vekových konštánt (Steiger a Jäger, 1977). Podrobnosti možno nájsť napr. v práci McDougalla a Harrisona (1988).

Výsledky

Výsledky datovania $^{40}Ar/^{39}Ar$ metódou získané postupným odplyňovaním vzoriek pri rastúcej teplote (tab. 1) dokumentujú najčastejšie zložité a v niektorých prípadoch až eratické spektrá zdanlivých $^{40}Ar^*/^{39}Ar$ vekov (obr. 2 - 7). V tab. 1 sú dva druhy údajov: TGA reprezentujú hodnotu vypočítanú ako sumu zdanlivých vekov získaných v jednotlivých krokoch váženú množstvom uvoľneného ^{39}Ar v každom kroku. Tento priemer je vlastne ekvivalentný výsledku klasickej K/Ar analýzy. Hodnota t_{sign} reprezentuje údaje z tých častí spektra, ktoré pokladáme za geologicky významné a interpretovateľné.

Vzorky zo severného veporika

a) *Beňuš.* Z tejto oblasti sa datoval amfibol z malého telesa amfibolovca ležiaceho v biotitickej rule s lokálnym výskytom amfibolu. Vzorka amfibolu KLB-13a (obr. 2a) pochádza z tohto telieska. Nízkoteplotná časť spektra sa začína zdanlivým vekom od 273 do 188 Ma. Šesť nasledujúcich teplotných krokov od 950 do 1270 °C (82 % uvoľneného ^{39}Ar) dáva konkordantné údaje medzi 380 - 370 Ma. Plató zdanlivého veku zodpovedá hodnote 377 ± 4 Ma. Z porovnania distribúcie K/Ca pomeru pri postupnom zahrievaní vyplýva, že najnižší vek v nízkoteplotnej časti sa viaže na vysoký K/Ca pomer. Preto predpokladáme, že ^{40}Ar v tejto časti pochádza hlavne z minerálnych fáz bohatších na K s nižšou retentivitou Ar, ktorými je hostiteľský amfibol kontaminovaný.

Vzorka amfibolu z priľahlej amfibolicko-biotitickej ruly (obr. 2b, KLB-13b, odobratej okolo 50 m od vzorky KLB-13a) má úplne odlišné spektrum. V jeho nízkoteplotnej časti zdanlivý vek kolíše medzi 1306 - 246 Ma. Táto časť spektra predstavuje 6,1 % z celkového množstva uvoľneného ^{39}Ar v priebehu analýzy. Na túto časť spektra sa viaže aj vysoký K/Ca pomer. V strednej a vysokoteplotnej časti spektra od 910 °C klesá zdanlivý vek od 456 do 375 Ma a potom stúpa až do zdanlivého veku 474 Ma, čím v tejto časti vytvára nevýrazný plytký konkávny tvar. Najnižší údaj v tejto časti spektra má zdanlivý vek 375 ± 1 Ma a je to hodnota identická s datovaním amfibolu z priľahlého plutonického telieska. Vážený priemer posledných siedmich krokov má hodnotu 406 ± 6 Ma. K/Ca pomer v týchto teplotných krokoch je stabilný a z toho možno usudzovať, že analyzovaná vzorka amfibolu je chemicky homogénna aspoň z hľadiska distribúcie týchto prvkov.

b) *Pohronská Polhora - okolie Strmienky.* Z tejto oblasti sa z geograficky blízkych odkryvov na ploche okolo 5 km^2 odobrali tri vzorky. Aj ich $^{40}Ar/^{39}Ar$ spektrá sú výrazne odlišné.

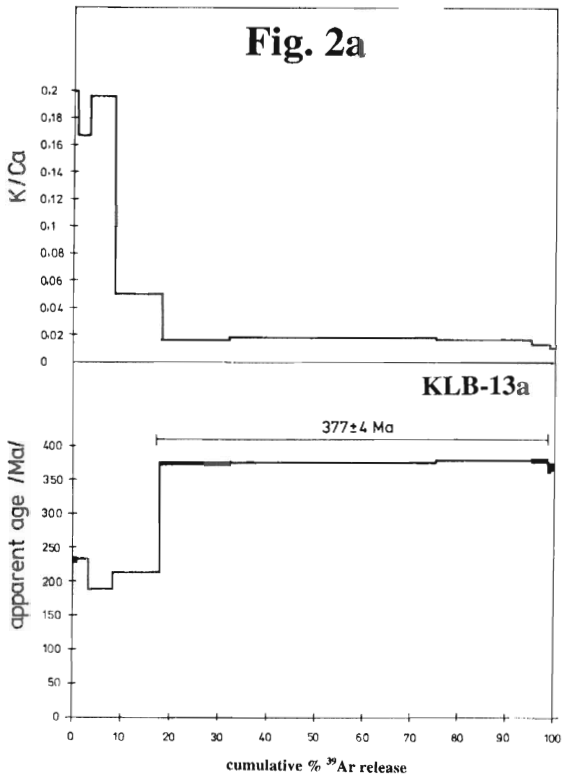
Amfibol zo vzorky KLB-8 (obr. 3a) má z prvých štyroch nízkoteplotných krokov priemer 75 Ma (8,7 % uvoľneného ^{39}Ar), pričom K/Ca pomer v tejto časti spektra je vysoký. V strednej a vysokoteplotnej časti spektra zdanlivý vek kolíše medzi 209 - 183 Ma, čo je v porovnaní s ostatnými vzorkami zo severného veporika atypické. K/Ca pomer v tejto časti spektra je v podstate homogénny.

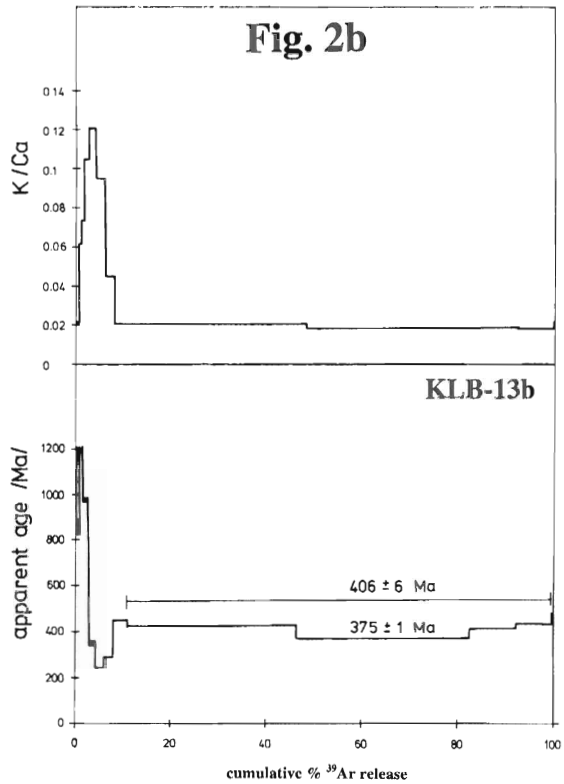
Pre spektrum zo vzorky KLB-9 (obr. 3b) je charakteristický vysoký zdanlivý vek v prvých krokoch spektra (až 1260 Ma). Podobne ako pri vzorke KLB-13b sa na túto časť spektra, ktorá reprezentuje 8,9 % uvoľneného ^{39}Ar,

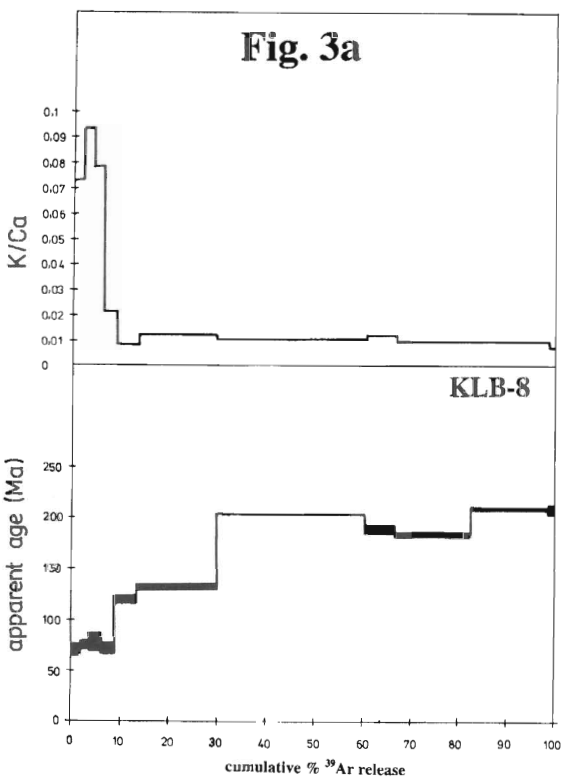
Tab. 1
$^{40}Ar/^{39}Ar$ údaje zo vzoriek amfibolu amfibolických hornín veporika
Hornblende $^{40}Ar/^{39}Ar$ data of the hornblende-bearing rocks from the Veporic unit

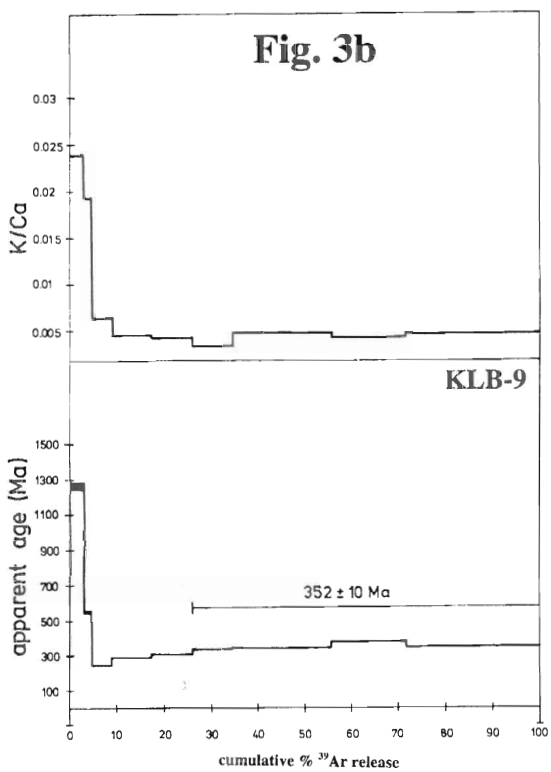
Č. vz.	horninový typ	lokalita	TGA(Ma)	t_{sign} (Ma)
KLB-5	amfibolit	Mútnik	142 ± 5	~70 (l)
KLB-6	amfibolit	Hačava	200 ± 9	~86 (l)
KLB-8	amfibolit	Strmienka	174 ± 12	~75 (l)
KLB-9	amfibolit	Strmienka	368 ± 14	352 ± 10 (h)
KLB-10	amfibolit	Strmienka	588 ± 42	-
KLB-11	amfibolit	Mal. potok	377 ± 8	359 ± 5 (h)
KLB-13a	amfibolit	Beňuš	347 ± 4	377 ± 4 (m, h)
KLB-13b	Hb-Bi rula	Beňuš	420 ± 7	375 - 406 (m, h)
KLB-16	amfibolit	Vagnár	446 ± 8	-
KLB-17	amfibolit	Vagnár	569 ± 10	-
KLB-19	amfibolit	Hronec	384 ± 8	-
KI-473	amfibolit	Píla	401 ± 5	-
KI-496/90	amfibolit	Lovinobaňa	327 ± 7	~90 (l), 346 ± 4 (m, h)

TGA - údaj ekvivalentný odplyneniu vzorky v jednom kroku; tsign - geologicky významný $^{40}Ar/^{39}Ar$ údaj zo spektra zdanlivých vekov; (l) - údaje z nízkoteplotnej časti spektra, (m) - údaje zo strednoteplotnej časti spektra, (h) - údaje z vysokoteplotnej časti spektra.
TGA - total gas age (integrated age); tsign - the interpretable values from $^{40}Ar/^{39}Ar$ apparent age spectrum; (l) - data from the low temperature steps, (m) - data from the medium temperature steps; (h) - data from the high temperature steps.









Obr. 2 - 7. $^{40}Ar/^{39}Ar$ spektrá (dolná časť obrázka) a pomer K/Ca (horná časť obrázka) versus kumulatívne percento uvoľneného ^{39}Ar z analyzovaných vzoriek amfibolu. Vzorky zo severného veporika sú na obr. 2 - 5, z južného na obr. 6 - 7.

Fig. 2 - 7. $^{40}Ar/^{39}Ar$ spectrum (bottom) and K/Ca ratios (top) vs cumulative % ^{39}Ar released of the analyzed hornblende samples. Figs. 2 - 5 represent samples from the northern Veporicum, Figs. 6 - 7 from the southern Veporicum.

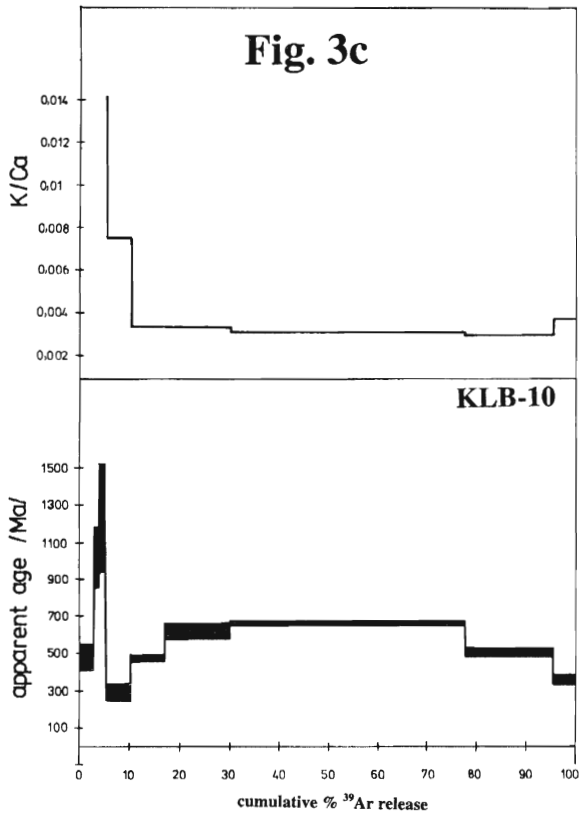


Fig. 3c
K/Ca
KLB-10
apparent age /Ma/
cumulative % 39Ar release

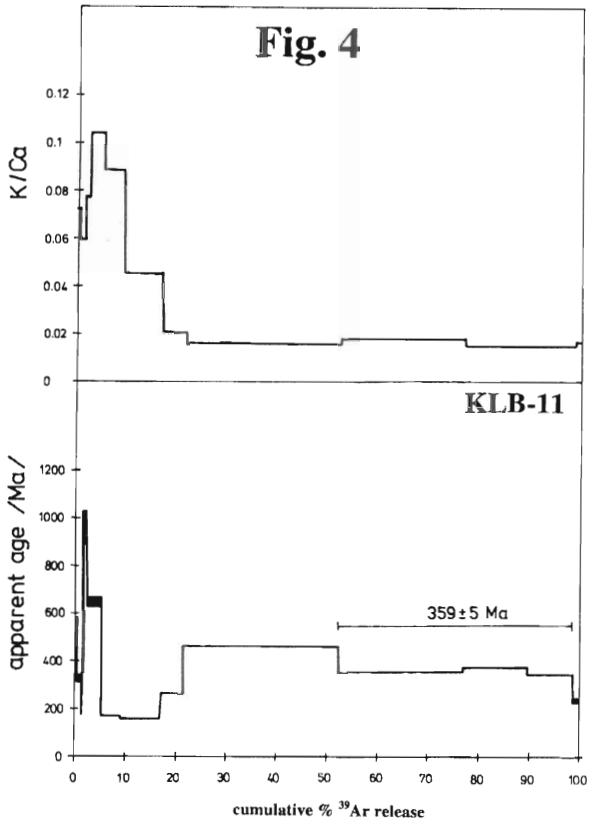


Fig. 4
K/Ca
KLB-11
apparent age /Ma/
359±5 Ma
cumulative % 39Ar release

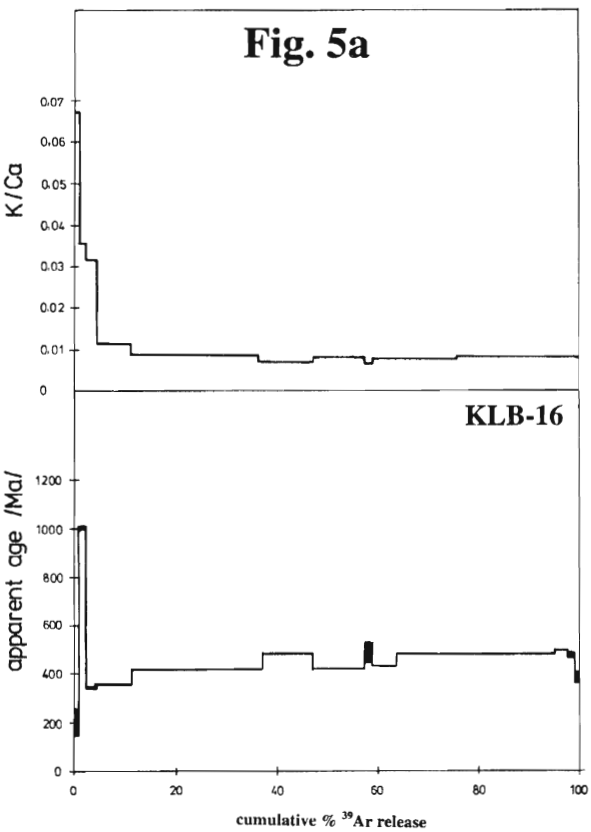


Fig. 5a
K/Ca
KLB-16
apparent age /Ma/
cumulative % 39Ar release

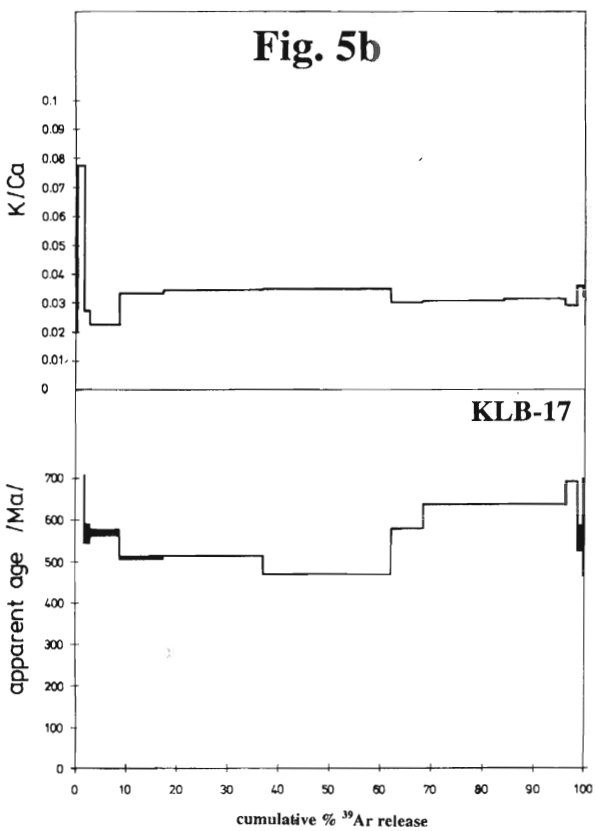
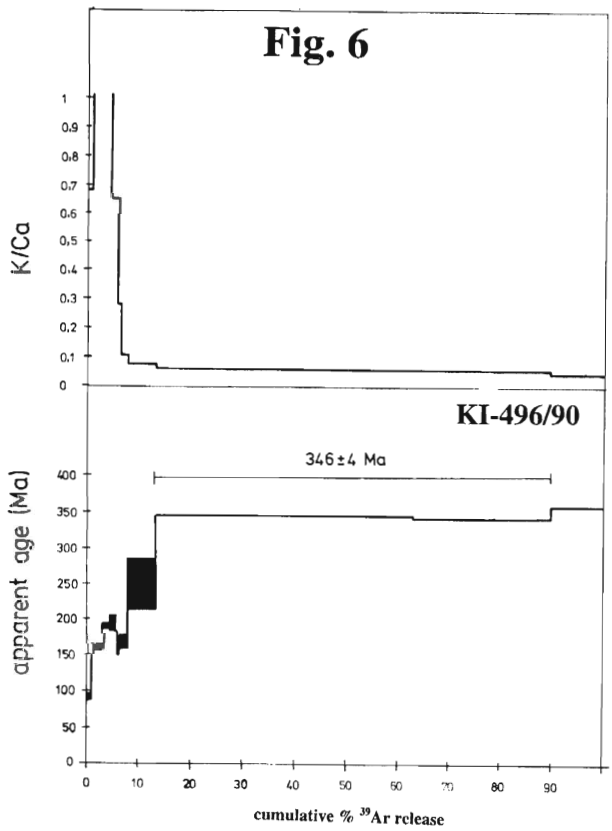


Fig. 5b
K/Ca
KLB-17
apparent age /Ma/
cumulative % 39Ar release



viaže aj vysoký pomer K/Ca. Od tretieho kroku (241 Ma) zdanlivý vek systematicky mierne rastie. Priemerný vekový údaj z posledných štyroch krokov (74 % uvoľneného ^{39}Ar) je 352 ± 10 Ma.

Počiatok spektra z amfibolu KLB-10 (obr. 3c) je identický so vzorkou KLB-9. Zdanlivý vek v ďalších krokoch vytvára konvexný tvar. V siedmom kroku sa uvoľnilo 47,8 % ^{39}Ar a prislúchajúci zdanlivý vek má hodnotu 658 Ma. Od tohto kroku zdanlivý vek klesá do 356 Ma.

c) *Oblasť Malého Zeleného potoka.* Vo vzorke KLB-11 (obr. 4) sú prvé porcie Ar v nízkoteplotnej časti spektra charakteristické vysokým zdanlivým $^{40}Ar/^{39}Ar$ vekom (až do 1000 Ma) synchrónne s vysokým pomerom K/Ca. Iba posledné tri kroky dávajú konzistentné údaje (46 % uvoľneného ^{39}Ar) s priemerným vekom 359 ± 5 Ma.

d) *Vagnár* (obr. 5). Vzorky boli odobraté z masívnych amfibolitových polôh v ortorule. Obidve analyzované vzorky odobraté vo vzdialenosti okolo 500 m majú diskordantné, ale tvarovo rozdielne spektrá. Spektrum vo vzorke KLB-17 má v podstate konkávny tvar s najnižšou hodnotou zdanlivého veku 469 Ma. TGA údaje z týchto vzoriek sú 569 - 446 Ma a sú výrazne nižšie ako publikované K/Ar údaje z tejto lokality. $^{40}Ar/^{39}Ar$ spektrum zdanlivého veku vzorky KLB-16 v druhom kroku dosahuje zdanlivý $^{40}Ar/^{39}Ar$ vek 1000 Ma, ktorý ďalej klesá na 340 Ma. Od tretieho kroku zdanlivý $^{40}Ar/^{39}Ar$ vek všeobecne rastie a pomer K/Ca je prakticky konštantný, do 495 Ma.

Vzorky z južného veporika

e) *Amfibol z amfibolitu z Lovinobane* (KI-496/90, obr. 6). Má vcelku čitateľné spektrum. V prvých siedmich krokoch (kde je aj vysoký pomer K/Ca) sa spektrum začína zdanlivým $^{40}Ar/^{39}Ar$ vekom 92 Ma, ale systematicky stúpa ku konkordantnému 346 ± 4 Ma, čo už je údaj identický s vekom intrúzie časti tzv. rimavických granitoidov (Bibikova et al., 1988). Amfibol z amfibolitu neďaleko Píly (KI-473) má výrazné diskordantné až eratické spektrum s TGA údajom 401 ± 5 Ma. Z tejto vzorky amfibolitu má koexistujúci biotit TGA vek 121 ± 2 Ma.

f) *Vzorka KLB-5* (obr. 7a), *KLB-6* (obr. 7b) *z oblasti Mútnika a Hačavy.* V prvých nízkoteplotných krokoch majú zdanlivý vek 70 - 90 Ma, ktorý v ďalších krokoch všeobecne rastie. Charakteristické pre obidve vzorky je, že ich TGA údaje sú výrazne nižšie ako pri vzorkách zo severnejších zón veporika.

Napriek tomu, že väčšina prezentovaných spektier má diskordantný charakter, analyzované vzorky majú niekoľko pozoruhodných spoločných čŕt.

1. Všetky vzorky majú v nízkoteplotnej časti spektra výrazne vyšší pomer K/Ca, ktorý postupne s rastúcou teplotou rýchlo klesá a vo vyšších teplotných častiach spektra je už v podstate stabilný. Z toho možno usudzovať, že obidva izotopy ^{40}Ar a ^{39}Ar odplyňované v týchto častiach spektra pochádzajú z tej časti amfibolov, ktorá je, aspoň pokiaľ ide o pomer K/Ca homogénna. Značnú variabilitu $^{40}Ar/^{39}Ar$ zdanlivého veku v týchto častiach spektra teda nemožno vysvetliť chemickou (mineralogickou) variabilitou vzoriek.

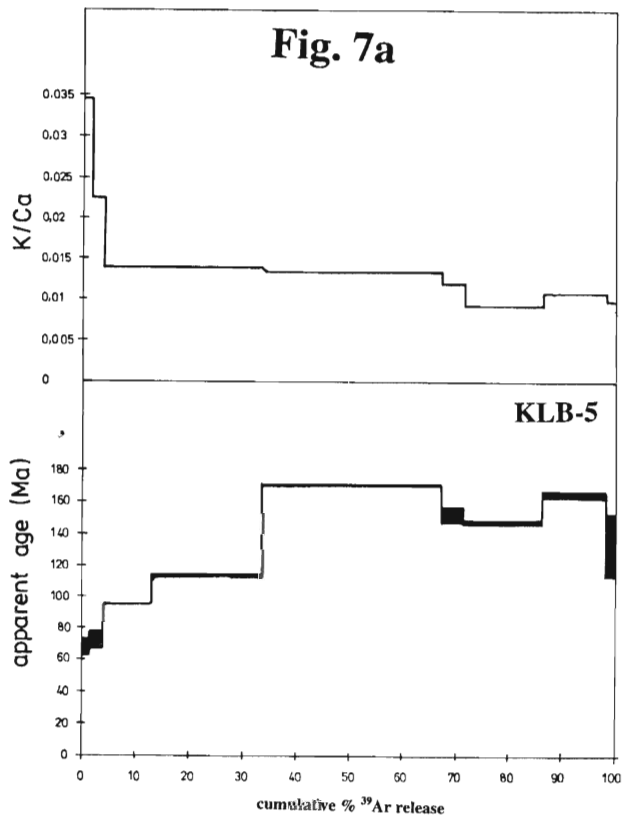
2. Z hľadiska tvaru spektier $^{40}Ar/^{39}Ar$ zdanlivého veku v ich nízkoteplotnej časti sú nasledujúce dve rozdielne skupiny:

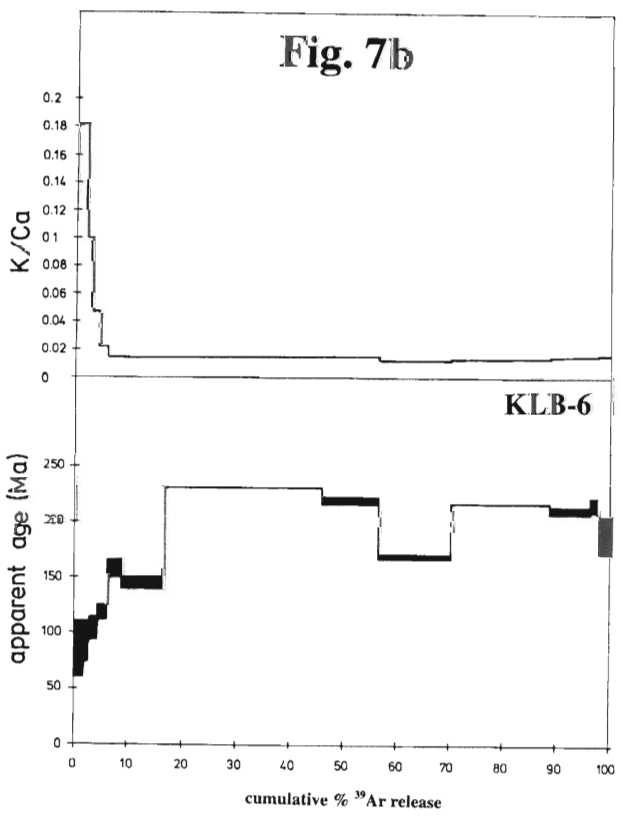
- Častejší typ spektra reprezentuje počiatočný vysoký zdanlivý pomer $^{40}Ar/^{39}Ar$, ktorý dosahuje hodnotu často vyššieho zdanlivého veku ako 750 Ma. Množstvo tohto Ar s extrémnym pomerom $^{40}Ar/^{36}Ar$ kolíše v individuálnych vzorkách a je 2,8 - 10,5 % uvoľneného ^{39}Ar. Takýto vysoký zdanlivý vek však rýchlo klesá, pričom je pokles spätý aj so znižovaním K/Ca pomeru. Zdanlivý minimálny vek v tejto časti spektra je tiež rozdielny a variuje medzi 138 - 351 Ma.

- Menej častý typ spektra, zaznamenaný len vo vzorkách z južného veporika, sa začína nízkym zdanlivým vekom, ktorý kolíše medzi 70 - 90 Ma napriek tomu, že pomer K/Ca je vysoký.

Diskusia

Predchádzajúce publikované K/Ar datovanie amfibolu z amfibolických hornín veporika a jeho veľká variabilita poukazuje na ťažkosti späté s vývojom K/Ar radiačného systému v tomto mineráli. Technika postupného odplyňovania vzorky s rastúcou teplotou má výhodu v tom, že môže objasniť nielen predpoklad, že bol radiačný systém uzavretý, čo je prvá podmienka reálnej interpretácie K/Ar datovania, ale aj v tom, že je schopná definovať aj priestorovú distribúciu izotopov Ar vo vnútri minerálov.





Amfibol má najvyššiu retentivitu Ar spomedzi minerálov používaných v K/Ar datovaní (Hart, 1964; Hanson et al., 1975; Harrison a McDougall, 1980; Harrison, 1981) a reakcia K/Ar geochronometra na rozličné, najmä teplotné podmienky, je napriek mnohým komplikáciam preštudovaná vcelku dobre.

Kryštalinikum veporika je dobre známe ako oblasť so zachovanými prejavmi predalpínskych a alpínskych tektonotermálnych udalostí. Pri takýchto podmienkach možno očakávať, že $^{40}Ar/^{39}Ar$ datovanie umožní dôkladnejšie preskúmať vysokotermálne procesy, ktoré viedli k vytvoreniu týchto minerálnych asociácií v predalpínskom období, a dá odpoveď aj na alpínske udalosti, z čoho vyplývajú možné zložité tvary spektier.

Ako sme už uviedli, spektrá analyzovaných vzoriek amfibolu nie sú jednoduché, ale podľa analytických údajov predpokladáme, že ich mohli formovať hlavne nasledujúce procesy.

- Inkorporácia Ar extrémneho izotopového zloženia (excess Ar) pri metamorfnej rekryštalizácii do štruktúry amfibolu. Ide o vzorku KLB-10, 16 a 17 zo severnej časti veporika. Údaje z týchto vzoriek nemajú nijaký interpretačný význam.

- Difúzna strata $^{40}Ar^*$ pod vplyvom postkryštalizačnej (alpínskej) teplotnej udalosti, ktorá teplotne výrazne ovplyvnila K/Ar systém už v existujúcom amfibole.

- Difúzna akumulácia Ar extrémneho izotopického zloženia (excess Ar) z okolitých hornín pri chladnutí po alpínskej teplotnej udalosti, pričom sa spolu s Ar implementovala i fáza bohatá na K, avšak iba do miest, kde sa Ar viazal iba slabo. Anomálne vysoký zdanlivý vek v nízkoteplotnej časti spektier, často súvisiaci so zvýšením pomeru K/Ca, môže vznikať ako výsledok zvýšeného parciálneho tlaku Ar v okolí, ktorý často vstupuje do štruktúry amfibolu po jeho vychladnutí (Hanson et al., 1975; Dallmeyer, 1975; Harrison a McDougall, 1980; Dallmeyer a Rivers, 1983, a i.). Ale prínos K môže byť spätý s hydrotermálnymi procesmi viažucimi sa dokonca na rozličné časové úseky postmetamorfného štádia (Lippolt a Kirsch, 1994). O alpínskom veku týchto procesov svedčí nízky zdanlivý vek v sedlách $^{40}Ar/^{39}Ar$ profilov v nízkoteplotnej časti.

- Strata rádiogénneho $^{40}Ar^*$ spôsobená chemickými premenami.

Väčšinu spektier teda pokladáme za zmiešaný efekt týchto procesov, ktoré zmenili pôvodný hercýnsky profil, resp. sú naň naložené. V konečnom výsledku môžu tieto procesy vyvolávať protichodné efekty. Pri vzorke KLB-8 od Strmienky a KLB-5, KLB-6 z južného veporika je výrazná strata rádiogénneho Ar preukázateľná. Navyše tvar spektier aj v tých vzorkách, ktoré nepodľahli difúznej strate následkom vysokej teploty, mohol byť ešte komplikovaný vznikom minerálnych fáz bohatých na K (napr. drobnej svetlej sľudy) s nižšou retenciou Ar v rozdielnom čase.

Difúziu Ar v minerálnych zrnách rozličnej geometrie a distribučných typov ich veľkosti teoreticky rozpracoval Turner (1968) a ukázal, že pri strate Ar z minerálov objemovou difúziou spôsobenou teplotným vplyvom $^{40}Ar/^{39}Ar$ zdanlivý vek rastie od nízkoteplotných častí spektra k vyššieteplotným. Tento model sa často využíva

pri interpretácii spektier, ktoré sú známe z prírodných vzoriek a dôkladne sa študovali. Príklad klasického difúzneho profilu sa často uvádzal z amfibolu na intruzívnom kontakte kriedového granitu s devónskym gabrom (Harrison a McDougall, 1980). Avšak je aj bohatá literatúra, v ktorej sa uvažuje, či takéto spektrá majú vôbec interpretačný význam. Napr. Warthová (1995) dokázala, že schodovité spektrá v amfibole môžu byť dôsledkom iných príčin, pričom samotná difúzia nemá nijakú úlohu. Kritická je napr. kontaminácia amfibolu mladšou, na K bohatšou fázou s nižšou retentivitou (čo je v uvedených spektrách viditeľné), zmesou rozličných generácií amfibolu s rozdielnymi difúznymi vlastnosťami a i. Navyše aj sama exsolúcia v amfibole môže tvar $^{40}Ar/^{39}Ar$ spektier zdanlivého veku veľmi skomplikovať (Harrison a Fitz-Gerald, 1986).

Aj keď s citovanými prácami nemožno robiť úplné paralely, predpokladáme, že určujú rámec úvah vedúcich k pochopeniu a možnej interpretácii našich údajov. Dôkazy o kontaminácii hostiteľského amfibolu, resp. o chemických zmenách sú v našich vzorkách evidentné a sú typické pre celú oblasť veporika. Okrem toho aspoň v časti vzoriek z južného veporika je dokázateľná strata $^{40}Ar^*$, z čoho vyplýva, že intenzita teplotnej udalosti alpínskeho veku (s teplotou nad 500 °C), ako indikuje znižovanie TGA veku, rástla južným, jv. smerom.

Z analyzovaného súboru amfibolov z amfibolitov s. s. (tab. 1) je iba päť vzoriek, v ktorých spektrum (resp. jeho časť) zreteľne zaznamenáva hercýnske chladnutie a má interpretovateľný význam. Vzorky amfibolu z amfibolovca a amfibolickej ruly z okolia Beňuša (KLB-13a, 13b) sú najstaršie (staršie ako 375 Ma). Pretože sú to najstaršie údaje s pochopiteľným tvarom spektier, dá sa predpokladať, že reprezentujú čas prechodu týchto vzoriek blokujúcou teplotou okolo 500 °C (Harrison, 1981) spätú s postmetamorfným chladnutím a zatiaľ určujú najmladší vekový limit staršej vysokoteplotnej paleohercýnskej metamorfózy v horninách veporika. Tieto údaje pokladáme za interpretačne významné, pretože ich možno porovnávať s údajmi aj z iných oblastí západokarpatského kryštalinika indikujúcimi existenciu tejto staršej hercýnskej udalosti v širšom regionálnom meradle: s celohorninovým Rb-Sr datovaním metamorfitov z Tatier (Burchart, 1968) s vekom okolo 400 Ma, resp. 380 - 394 Ma pre Rb-Sr datovanie celkových metamorfovaných hornín a amfibolitov (K-Ar izochróna) z kryštalinika Malých Karpát (Bagdasarjan et al., 1983; Burchart et al., 1987). Keďže odhadovaná teplota vzniku tohto metamorfného amfibolu je vyššia (často omnoho vyššia) ako blokujúca teplota Ar v amfibole, možno očakávať, že je veľmi pravdepodobne reálnym limitom na určenie veku chladnutia po prvej hercýnskej metamorfóze západokarpatského kryštalinika.

Všeobecne možno konštatovať, že metamorfná teplota na rozhraní devónu a spodného karbónu aj v kryštaliniku, ktoré je súčasťou veporika, prekračovala 500 °C a bola regionálne rozšírená, pretože druhá skupina údajov varíruje medzi 346 ± 4 Ma až 359 ± 5 Ma a v tomto diapazóne leží aj vzorka od Závadky - 354 Ma (Dallmeyer et al., 1993). Ak sa teda vezme do úvahy tento vekový diapazón, vzniká otázka, prečo je medzi vekmi chladnutia rozdiel minimálne až 15 Ma. Také aj väčšie rozdiely sa zistili aj v iných oblastiach. Touto otázkou sa v kryštaliniku Schwarzwaldu zaoberal Lippolt et al. (1994) a vysvetľuje ju ako výsledok hercýnskej konvergentnej tektoniky, hlavne lokálnych násunov a imbrikácií. Na druhej strane sa často diskutuje o tom, či výšku blokujúcej teploty Ar v amfibole nemohlo ovplyvňovať jeho chemické zloženie, čím by sa rozdiely vo veku dali uspokojivo vysvetliť. Experimentálne práce takúto závislosť nedokázali, naopak, výsledky z prírodných vzoriek svedčia o stúpajúcej retencii Ar v amfibole so stúpajúcim pomerom Mg/Fe (O'Nions et al., 1969; Onstott a Peacock, 1987). Ale novší výskum tento vzťah nepotvrdil (Cosca a O'Nions, 1994), hoci je známe, že značný rozptyl K/Ar vekov v metamorfovaných terénoch s rovnakou teplotnou históriou predsa len existuje. Ťažkosť je pravdepodobne v tom, že sa experimentálne štúdium zakladá na prírodných (a teda teoretickým modelom nevyhovujúcich) vzorkách, kde stratu rádiogénneho Ar nekontroluje objemová difúzia (ako to predpokladá teoretický model), ale napr. obsah drobných fylosilikátov, ktoré sa môžu v rozdielnom objeme viazať na amfibol s rozdielnym chemickým zložením (Onstott a Peacock, 1987). V chemickom zložení hercýnskych vzoriek amfibolu z veporika nie sú natoľko výrazné rozdiely, aby sa taký veľký vekový rozdiel mohol uvedenými argumentmi vysvetliť. Prikláňame sa skôr k názoru, že o niečo mladšie údaje, pochádzajúce väčšinou zo strednej jednotky, môžu skôr reprezentovať rozdiely v tektonometamorfnom vývoji (čo sa odrazilo v rozdielnom veku chladnutia) spätého už s fázou hercýnskych násunov, ktoré prebiehali tesne pred intrúziou veporických granitoidov. V prípade amfibolu č. 496 od Lovinobane (tab. 1) to môže byť už vek chladnutia po rekryštalizácii spôsobenej tepelným vplyvom granitoidného plutonizmu vo veporiku.

Ako sme už uviedli, zdanlivý $^{40}Ar/^{39}Ar$ vek v nízkoteplotnej časti niektorých vzoriek vytvára relatívne úzke, strmé sedlá. Pokladáme to za výsledok zachytenia externého ^{40}Ar a jeho naloženie na K-fázou kontaminovaný profil, pričom tieto procesy mohli byť vekovo synchrónne. Zdanlivý $^{40}Ar/^{39}Ar$ vek v sedlách nízkoteplotnej časti spektier väčšiny vzoriek (9 vzoriek amfibolu) má rozptyl od 351 do 138 Ma. Hercýnska strata ^{40}Ar by nebola mohla vytvoriť sedlá s takým nízkym zdanlivým vekom. Aj keď tieto údaje nemôžu mať reálny význam, lebo sú výsledkom preloženia dvoch geneticky rozdielnych Ar profilov, nazdávame sa, že ich vznik spôsobila mladšia - alpínska termálna udalosť, ktorá sa mohla väčšinou prejaviť aj hydrotermálnou aktivitou (a spôsobila vznik drobných fylosilikátov), i keď nesporne nastala i strata $^{40}Ar^*$, ako o tom svedčí nízky TGA vek zo vzoriek z južného veporika. Odtiaľ, z alpínsky silne rejuvenizovaných minerálnych asociácií sa publikoval $^{40}Ar/^{39}Ar$ údaj z amfibolu z amfibolitu od Kokavy, pričom priemer z dvoch posledných vysokoteplotných krokov (vyše 80 % uvoľneného ^{39}Ar) je 143 Ma (Maluski et al., 1993).

Tektonické skracovanie priestoru, vznik násunov a príkrovovej stavby v Západných Karpatoch sa odohrali v strednej kriede. Podľa Plašienku (1993) sa táto kontrakcia začala v južnej časti veporika vo vrchnej jure a vynútilo ju uzatváranie meliatskeho oceána. Vek vysokotlakového

metamorfizmu, pravdepodobne súvisiaceho s týmto procesom, určil Maluski et al. (1993) na 155 ± 2 Ma. Štruktúrne znaky kompresie a presunov z JV na SZ v styčnej zóne veporika a gemerika identifikoval Hók et al. (1993) a predpokladajú mladokimerský vek tohto procesu. Preto je celkom možné, že vek procesu, ktorý spôsobil $^{40}Ar/^{39}Ar$ spektrá podobajúce sa na difúzne, mohol súvisieť s touto tektonickou udalosťou. Ale z analyzovaného súboru vzoriek tento vek nemožno hodnoverne dokázať, navyše sú tieto údaje sporadické a naopak veľké množstvo publikovaných K/Ar údajov z južného veporika sa koncentruje pri výrazne mladších hodnotách. Vek alpínskej metamorfózy vo veporiku zaznamenanej v amfibole a muskovite odhaduje Maluski et al. (1993) na 140 - 120 Ma.

Zaujímavou interpretačnou úlohou sú spektrá začínajúce sa iba nízkym zdanlivým vekom 70 - 90 Ma a datovaná fáza pravdepodobne predstavuje svetlú jemnú sľudu. Zdá sa, že takýto obraz možno interpretovať dvojako.

1. Vzorky sa po alpínskej metamorfóze mohli udržiavať vo vyššej teplote, ako je blokujúca teplota Ar vo svetlej sľude (350 °C), a teda neboli schopné udržiavať ani implementovaný exces Ar. Preto sa v nich takýto Ar nezachoval. Akumulácia rádiogénneho argónu vo svetlej sľude sa začala až po schladnutí pod ich blokujúcu teplotu.

2. Druhá alternatíva by si bola žiadala po prvej alpínskej udalosti (nejasného veku) ešte ďalšiu nízkoteplotnú udalosť (vyše 350 °C), ktorá by úplne odplynila najslabšie sa viažuceho Ar zo vzoriek, ktorý sa pravdepodobne viazal na prínos fázy bohatej na K, čo sme už analyzovali. Schladnutie opäť registroval vek svetlej sľudy. To značí, že druhý teplotný vplyv by bol musel byť starší ako 90 Ma.

Nehľadiac na rozdiely v týchto dvoch alternatívach, zaznamenaný vek je rozpätím blízky $^{40}Ar/^{39}Ar$ údajom z jemnej svetlej sľudy z permo-mezozoických obalu severného veporika (Dallmeyer et al., 1993), čo citovaní autori interpretujú ako vek formovania sa strižných zón. Lenže takéto veky sú bežné aj pri rekryštalizovanom hrubozrnnom muskovite z metamorfitov južného veporika (Kováčik a Maluski, 1994; Kováčik a Maluski, 1995).

Záver

$^{40}Ar/^{39}Ar$ datovanie amfibolu z amfibolických hornín veporika dokázalo, že prakticky v celej skúmanej oblasti možno v tomto mineráli zachytiť hercýnsku a v nerovnakom stupni prejavu aj alpínsku termotektonickú udalosť. Ale aj napriek existencii mnohých vzoriek iba ich malá časť poskytuje údaje použiteľné pri určovaní veku týchto procesov. Interpretovateľné údaje sú z nízkoteplotných, strednoteplotných a vysokoteplotných častí spektra a napriek zložitým, niekedy až chaotickým spektrám, možno predpokladať, že skúmané vzorky amfibolu zaznamenávajú najmenej dve termálne udalosti, ktoré sa zásadne odlišujú tepelnými podmienkami a vekom.

1. Analyzovaný amfibol sa formoval v HT metamorfóze. Interpretovateľné informácie o veku tohto procesu sú zo strednej a vysokoteplotnej časti spektier. Predpokladáme, že vzorky od Beňuša zaznamenávajú najstarší vek chladnutia po paleohercýnskom metamorfizme v kryštaliniku veporika, ktorého vek nebol vyšší ako okolo 400 Ma. V zmysle Bezáka (1994) sa tieto najstaršie údaje viažu prevažne na horniny z vrchnej jednotky. Reprezentujú čas, keď horniny chladnúce po teplotnom maxime metamorfizmu prešli izotermou 500 °C. O niečo mladšie údaje (350 - 360 Ma), pochádzajúce väčšinou zo strednej jednotky, indikujú rozdiely v postmetamorfnom chladnutí ako výsledku hercýnskych násunov a imbrikácií prebiehajúcich tesne pred intrúziami hlavnej masy veporických granitoidov. Najnižší hercýnsky vek z analyzovaného súboru (amfibol od Lovinobane 346 Ma) možno interpretovať aj ako vek chladnutia po rekryštalizácii spätej s tepelným vplyvom granitoidného plutonizmu vo veporiku.

2. Amfiboly formované v hercýnskom orogéne prakticky na celej ploche veporika ovplyvnila alpínska termotektonická udalosť. Tento proces sa prejavil lokálne v rôznej intenzite a má i rozličné prejavy, najsilnejšie na amfibole v časti vzoriek z južného veporika, kde teplota okolo 500 °C spôsobila difúznu stratu $^{40}Ar^*$ v nerovnakom stupni a redistribúciu Ar, ktorá vytvorila $^{40}Ar/^{39}Ar$ spektrá podobné difúznym profilom, ale vek tejto udalosti z nich zistiť nemožno. Po tejto metamorfóze pri chladnutí vstúpil do amfibolu externý Ar. Svedčí o tom naložený profil externého Ar v mnohých vzorkách spôsobujúci extrémne vysoký $^{40}Ar/^{39}Ar$ zdanlivý vek v nízkoteplotných častiach spektra. Spolu s týmto Ar sa do amfibolov implementovala aj ná K bohatšia fáza. Svedčí o tom synchrónne kolísanie $^{40}Ar/^{39}Ar$ zdanlivých vekov a pomeru K/Ca v nízkoteplotných krokoch. Prínos K viedol v amfibole k vzniku drobných fylosilikátov, pravdepodobne svetlej sľudy. V niektorých vzorkách z južného veporika bol potom slabo viazaný Ar odplynený. Svedčia o tom vzorky, v ktorých sa zdanlivý vek v nízkoteplotnej časti spektra začína hodnotou medzi 90 až 70 Ma. Tieto údaje pokladáme za významné napriek tomu, že pochádzajú z malého objemu uvoľneného Ar pravdepodobne z jemnej svetlej sľudy. Ich vek veľmi dobre koinciduje s údajmi z hrubozrnnej a jemnej sľudy z alpínsky rekryštalizovaných a mylonitizovaných hornín veporika.

Poďakovanie. Poďakovanie patrí RNDr. E. Lukáčikovi, CSc., za pomoc pri odbere vzoriek a RNDr. D. Štarkovej pri príprave a analýze vzoriek.

Literatúra

Alexander, E. C., Michelson, G. M. & Lanphére, M. A., 1978: MMhb-1: A new $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating standard. *U. S. Geol. Surv. Open - File Report, 78 - 101, 6 - 8.*

Bagdasarjan, G. P., Cambel, B., Veselský, J. & Gukasjan, R. Ch., 1977: Kalij-argonovyje opredelenija vozrasta porod krystalličeskich kompleksov Zapadnych Karpat i predvariteľnaja interpretacia rezuľtatov. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 14, 1, 175 - 192.*

Bagdasarjan, G. P., Gukasjan, R. Ch., Cambel, B. & Veselský, J., 1983: Rezuľtaty Rb-Sr opredelenija vozrasta metamorfičeskich porod kristalličeskogo kompleksa Malych Karpat. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 34, 4, 387 - 397.*

Bajaník, Š., Biely, A., Miko, O. & Planderová, E., 1979: O paleozoickom vulkanosedimentárnom komplexe Prednej hole (Nízke Tatry). *Geol. Práce, Spr., 73, 7 - 28.*

Bezák, V., 1982: Komplexy metamorfitov a granitoidov v kohútskom pásme veporíd. *Geol. Práce, Spr., 78, 65 - 70.*

Bezák, V., 1991: Metamorphic conditions of the veporic unit in the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 42, 4, 219 - 222.*

Bezák, V., 1994: Návrh nového členenia kryštalinika Západných Karpát na základe rekonštrukcie hercýnskej tektonickej stavby. *Mineralia Slov., 26, 1 - 6.*

Bibikova, E. V., Cambel, B., Korikovsky, S. P., Broska, I., Gracheva, T. V., Makarov, V. A. & Arakeliants, M. M., 1988: U-Pb and K-Ar isotopic dating of Sinec (Rimavica) Granites (Kohút zone of Veporides). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 4, 427 - 436.*

Burchart, J., 1968: Rubidium-strontium isochron ages of the crystalline core of the Tatra mountains, Poland. *Amer. J. Sci., 266, 895 - 907.*

Burchart, J., Cambel, B. & Kráľ, J., 1987: Isochron reassessment of K-Ar dating from the West Carpathian crystalline complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 2, 131 - 170.*

Cambel, B., Bagdasarjan, G. P., Veselský, J. & Gukasjan, R. Ch., 1979: Novyje dannyje opredelenija vozrasta porod Slovakii rubidij-stroncievym i kalij-argonovym metodami i vozmožnosti ich interpretaciji. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 1, 45 - 60.*

Cambel, B., Bagdasarjan, G. P., Veselský, J. & Gukasjan, R. Ch., 1980: To problems of interpretation of nuclear - geochronological data on the age of crystalline rocks of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 1/2, 27 - 48.*

Cambel, B. & Kamenický, L., 1982: Geochémia metamorfovaných bázických hornín tatroveporidov centrálnych Západných Karpát. *Veda, Bratislava, 514.*

Cambel, B., Kráľ, J. & Burchart, J., 1990: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát. *Veda, Bratislava, 267.*

Cosca, M. A. & O'Nions, R. K., 1994: A re-examination of the influence of composition on argon retentivity in metamorphic calcic amphiboles. *Chem. Geol. (Amsterdam), 112, 39 - 56.*

Dallmeyer, R. D., 1975: $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of biotite and hornblende from progressively remetamorphosed basement terrane: their bearing on interpretation of release spectra. *Geochim. Cosmochim. Acta, 39, 1655 - 1669.*

Dallmeyer, R. D., Neubauer, F. & Putiš, M. 1993: $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral age controls for the pre-Alpine and Alpine tectonic evolution of nappe complex in the Western Carpathians. *In: P. Pitoňák & J. Spišiak (Eds.): Pre-Alpine Events in the Western Carpathians Realm. Excursion guide, 13 - 20.*

Dallmeyer, R. D., Neubauer, F., Handler, R., Fritz, H., Müller, W., Pana, D. & Putiš, M., 1995: Tectonothermal evolution of the internal Alps and Carpathians: Evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral and whole-rock data. *Eclogae geol. Helv., 89, 203 - 227.*

Dallmeyer, R. D. & Rivers, T., 1983: Recognition of extraneous argon components through incremental - release $^{40}Ar/^{39}Ar$ analysis of biotite and hornblende across the Grenvillian metamorphic gradient in southwestern Labrador. *Geochim. Cosmochim. Acta, 47, 413 - 428.*

Hanson, G. N., Simmons, K. R. & Bence, A. E., 1975: $^{40}Ar/^{39}Ar$ spectrum ages for biotite, hornblende and muscovite in contact metamorphic zone. *Geochim. Cosmochim. Acta, 39, 1269 - 1277.*

Harrison, T. M., 1981: Diffusion of ^{40}Ar in hornblende. *Contrib. Mineral. Petrology, 78, 324 - 331.*

Harrison, T. M. & Fitz Gerald, J. D., 1986: Exsolution in hornblende and its consequences for $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra and closure temperature. *Geochim. Cosmochim. Acta, 50, 247 - 253.*

Harrison, T. M. & McDougall, I., 1980: Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand II. Diffusion of radiogenic and excess ^{40}Ar in hornblende revealed by $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectrum analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta, 44, 2005 - 2030.*

Hart, S. R., 1964: The petrology and isotopic-mineral age relations of a contact zone in the Front Range, Colorado. *J. Geol., 72, 493 - 525.*

Hovorka, D., 1969: Die genese der amphibolite der Westkarpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath., XX, 1, 115 - 132.*

Hovorka, D., 1971: Genéza niektorých typov amfibolických hornín veporíd a Braniska. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 21, 6, 67 - 127.*

Hovorka, D., Méres, Š. & Ivan, P., 1992: Pre-Alpine Western Carpathians Mts. Basement Complexes: geochemistry, petrology, geodynamic setting. *Terra Nova, 4, Abstr. suppl., 2, 32.*

Hovorka, D. & Méres, Š., 1993: Leptynitovo-amfibolitový komplex Západných Karpát: vystupovanie a litologická náplň. *Mineralia Slov., 25, 1 - 9.*

Hók, J., Kováč, P. & Madarás, J., 1993: Extenzná tektonika západného úseku styčnej zóny gemerika a veporika. *Mineralia Slov., 25, 172 - 176.*

Kantor, J., 1980: To the problem of the metamorphism age of amphibolites in the Rakovec group of the Gemeric from Klátov - Košická Belá. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 4, 451 - 456.*

Kantor, J., Bajaník, Š. & Hurný, J., 1981: Radiometric dating of metamorphites of the amphibolite facies from the Rudňany deposit, Spišsko-Gemerské rudohorie Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 3, 335 - 344.*

Kantor, J., Bezák, V., Ďurkovičová, J. & Wiegerová, V., 1992: Nové geochronologické výskumy v kryštaliniku veporika a ich geologická interpretácia. *Geol. Práce, Spr., 95, 11 - 13.*

Kantor, J., Repčok, I., Ďurkovičová, J., Eliáš, K. & Wiegerová, V., 1984: Časový vývoj vybraných oblastí Západných Karpát podľa rádiometrického datovania. [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript - archív GS SR Bratislava.*

Klinec, A., 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 7 - 28.*

Klinec, A., Planderová, E. & Miko, O., 1975: Staropaleozoický vek hronského komplexu veporíd. *Geol. Práce, Spr., 63, 95 - 104.*

Kováčik, M. & Maluski, H., 1994: Alpine reactivation of the eastern veporic basement metamorphites (Western Carpathians). *Rom. J. Tect. and Reg. Geol., 75, ALCAPA II, Suppl., 1, 27 - 28.*

Kováčik, M. & Maluski, H., 1995: Alpine reactivation of southern veporic basement (Western Carpathians). *Terra Nova Abstr., Suppl. 1, 45.*

Lippolt, H. J., Hradetzky, H. & Hautmann, S., 1994: K-Ar dating of amphibole-bearing rocks in the Schwarzwald, SW Germany: I. $^{40}Ar/^{39}Ar$ age constrains to Hercynian HT-metamorphism. *N. Jb. Miner. Mh., 10, 433 - 448.*

Lippolt, H. J. & Kirsch, H., 1994: Isotopic investigation of post-variscan plagioclase sericitization in the Schwarzwald gneiss massif. *Chem. d. Erde, 54, 179 - 198.*

Maluski, H., Rajlich, P. & Matte, P., 1993: $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of the Inner Carpathians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. *Tectonophysics, 223, 313 - 337.*

McDougall, I. & Harrison, T. M., 1988: Geochronology and Thermochronology by the $^{40}Ar/^{39}Ar$ Method. *Clarendon Press, Oxford, 212.*

Miko, O., 1981: Stredne paleozojskaja vulkanogenno-osadočnaja tolšča Janovogo grunja v veporidnom kristallinikume Nizkich Tatr. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 4, 465 - 474.*

O'Nions, R. K., Smith, D. G. W., Baadsgaard, H. & Morton, R. D., 1969: Influence of composition on argon retentivity in metamorphic calcic amphiboles from south Norway. *Earth Planet. Sci. Lett., 339 - 345.*

Onstott, T. C. & Peacock, M. W., 1987: Argon retentivity of hornblendes: a field experiment in a slowly cooled metamorphic terrane. *Geochim. Cosmochim. Acta, 51, 2891 - 2903.*

Plašienka, D., 1993: Brief outline of the West Carpathian structure with an emphasis on the Mesozoic evolution. *In: P. Pitoňák & J. Spišiak (Eds.): Pre-Alpine Events in the Western Carpathians Realm. Excursion guide, 3 - 12.*

Putiš, M., 1992: Variscan and Alpidic nappe structures of the Western Carpathian crystalline basement. *Geol. Carpath., 43, 6, 369 - 380.*

Steiger, R. H. & Jäger, E., 1977: Subcomission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett., 36, 359 - 362.*

Turner, G., 1968: The distribution of potassium and argon in chondrites. *In: L. H. Ahrens (Ed.): Origin and distribution of the elements, 387 - 398.*

Varčeková, A., 1973a: Petrograficko-mineralogická charakteristika amfibolitov pri ložisku Mútnik. *Geol. Práce, Spr., 61, 123 - 128.*

Varčeková, A., 1973b: Mineralogičeskoje izučenije amfibolov iz nekotorych osnovnych porod kristallinika Zapadnych Karpat. *Proc. of the Xth Congress CBGA, Sec. IV, 237 - 246.*

Wartho, J. A., 1995: Apparent argon diffusive loss $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra in amphiboles. *Earth Planet. Sci. Lett., 134, 393 - 407.*

Zoubek, V., 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., XII, 212 - 227.*

Lokalizácia, tektonické zaradenie vzoriek amfibolu a podmienky pôvodnej metamorfózy

KLB-5	Mútnik, halda. Sinecký komplex. Spodná jednotka. Amfibolit, stredná časť fácie zelených bridlíc.
KLB-6	Hačava. Komplex Ostrej. Spodná jednotka. Amfibolit, vrchná časť fácie zelených bridlíc.
KLB-8	Pohronská Polhora, na V od Strmienky. Muránsky komplex. Spodná jednotka. Amfibolit v ortorule, vrchná časť fácie zelených bridlíc.
KLB-9	Pohronská Polhora, na V od Strmienky. Rulovo-amfibolitový komplex. Stredná jednotka. Amfibolit (hrubozrnný) v rule, stredná časť amfibolitovej fácie.
KLB-10	Pohronská Polhora, na S od Strmienky. Rulovo--amfibolitový komplex. Stredná jednotka. Amfibolit (hrubozrnný) v ortorule, stredná časť amfibolitovej fácie.
KLB-11	Malý Zelený potok. Rulovo-amfibolitový komplex. Stredná jednotka. Amfibolit, stredná až vrchná časť amfibolitovej fácie.
KLB-13a	Beňuš, dolina Drakšiar. Vrchná jednotka. Amfibolovec
KLB-13b	Beňuš, dolina Drakšiar. Rulový komplex. Vrchná jednotka. Amfibolovo-biotitická rula, vrchná časť amfibolitovej fácie.
KLB-16	Dolina Vagnár, 200 m na S od parkoviska, 1,2 - 1,4 km od križovatky. Vrchná jednotka. Amfibolit, vrchná časť amfibolitovej fácie.
KLB-17	Dolina Vagnár, 500 m na S od KLB-16. Vrchná jednotka. Amfibolit, vrchná časť amfibolitovej fácie.
KLB-19	Hronec, skalné bralo v dedine. Vrchná jednotka. Amfibolit, vrchná časť amfibolitovej fácie.
KI-473	Píla, tunel. Stredná jednotka. Amfibolovec v migmatite.
KI-496/90	Lovinobaňa. Stredná jednotka. Metabazit, stredná časť amfibolitovej fácie.

Hornblende $^{40}Ar/^{39}Ar$ spectra from the hornblende-bearing rocks of the Veporic unit

During the last two decades a lot of K/Ar and some $^{40}Ar/^{39}Ar$ data on hornblende from metamorphic rocks (mainly amphibolites s. s.) from the Western Carpathians basement were published (Bagdasaryan et al., 1977; Cambel et al., 1979; Cambel et al., 1980; Kantor, 1980; Kantor et al., 1981; Kantor et al., 1984; Kantor et al., 1992; Dallmeyer et al., 1993; Maluski et al., 1993). The results have such a scatter (882 - 143 Ma) that their usability for geological interpretations is very restricted and questionable. Therefore, except three $^{40}Ar/^{39}Ar$ data published by Dallmeyer et al. (1993, 1995) and Maluski et al. (1993) there are only few relevant data for setting up the age limits of the pre-Alpine metamorphism in the Western Carpathians tectonic units comprising the basement rocks. As a result the limit for the age of the Hercynian metamorphism of the basement in question has not been clear yet.

The aim of this study is $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of hornblende-bearing metamorphic rocks (mainly amphibolites s. s.) of the Veporic unit. Being one of the principal crustal scale unit, the latter consists of metamorphosed Early Paleozoic sediments intruded by Early - Late Carboniferous granitic rocks. Moreover, the Veporic unit experienced a significant thermotectonic Alpine event, mainly in its southern part. Therefore, the Veporic basement represents an area with the possibility of dating the pre-Alpine (Hercynian) metamorphic event and hereby of defining the range and influence of the Alpine event within the pre-Alpine rocks of the whole area studied. The Veporic unit belongs to the first order tectonic units within the Paleoalpine structure of the Western Carpathians. The Veporicum is thrusted over the Tatric unit in the north and has tectonic contact with the Gemericum in the south (Fig. 1). The Veporic unit consists of crystalline basement and its Late Paleozoic - Mesozoic metamorphosed cover. The basement embodies metamorphic as well as granitoid complexes which underwent a prolonged complex development. The framework of the Hercynian structure was destructed during the Alpine tectonothermal event. Its individual parts were incorporated into a new Alpine structure. That is why the Hercynian structure of the Veporic unit is rather difficult to be reconstructed. Zoubek (1936) and Klinec (1966) devided the Veporic unit horizontally into zones with different lithology and vertically into two superimposed complexes which are distributed irregularly throught the Veporic unit. The vertical division into three main structural storeys (the Lower, Middle and Upper units) reworked to complicated structures during the Alpine orogeny were proposed by the latest studies and detailed mapping (Bezák, 1994). The boundaries between them are tectonical. The Lower unit occurring mainly in the southern Veporicum is built up by metamorphites of the greenschist facies (mica schist, albitic gneisses, chlorite-muscovite schists, amphibolites). S1 foliation originated from the LT-MP metamorphism. The Middle unit covers most of the studied area. It comprises the broader scale of metamorphites from the upper part of the greenschist facies up to the upper part of the amphibolite facies. This unit contains relicts of the low grade metamorphites (phyllites, metavolcanites) of the Early Paleozoic age. The Upper unit occurs in the form of separate tectonic remnants in the northern part of the Veporic unit and is represented by the highest-metamorphosed and granitized complex mainly composed of banded migmatites, Hb-Bi gneisses and hybrid granitoids.

The analyzed samples were taken from all units described above. They are generally represented by hornblende which originated during metamorphism of basic effusives and often suffered the subsequent metasomatic alterations (Hovorka, 1969, 1971; Varčeková, 1973a, b). The sample sites are indicated by full circles in Fig. 1.

The results of $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating are summarized in Tab. 1. Most of $^{40}Ar/^{39}Ar$ spectra of the samples are presented in Figs. 2 and 7. Only a minor part of the hornblende samples offers relevant, geologically significant data which range between 346 ± 4 Ma and 377 ± 4 Ma. The lowest significant Hercynian age of the hornblende was found in the sample KI - 496/90 (Tab. 1, Fig. 6). Its spectrum is typical of flat plateau (87 % ^{39}Ar released in the low temperature part of spectra forms a discordant pattern with the lowest value of 92 Ma. The plateau age is concordant (in the range of the analytical error) with the intrusion ages of the oldest Veporic granites (350 Ma) dated on zircons by U-Pb method (Bibikova et al., 1988). The oldest $^{40}Ar/^{39}Ar$ age was measured in hornblende from the plutonic hornblendite (the Upper unit, 377 ± 4 Ma,

Fig. 2a). Most of the hornblende samples represent discordant, rather complex spectra. However, the samples reveal some common features that can be summarized as follows:

- higher K/Ca ratios in the low-temperature part of spectra are typical of all samples. They represent 6 - 13 % of ^{39}Ar released. K/Ca variability is generally very low in medium and high temperature steps;
- from the point of view of the apparent age distribution in the low temperature part of spectra there are two different types of spectra:
- the most frequent type is represented by high apparent ages in the first steps (750 - 1500 Ma) that are confined to high K/Ca ratios and decreased quickly;
- the less frequent type, recognized mainly in samples from the southern part of the Veporic unit, in spite of high K/Ca ratios in the low temperature steps (Figs. 3a, 6, 7a, b) starts with low apparent ages between 90 - 70 Ma.

These data probably come from the minute phyllosilicate intergrowths (sericite). Therefore, $^{40}Ar/^{39}Ar$ apparent spectra in our sample set can be explained as a result of the following processes:

a) the gain of Ar with an extreme isotopic composition (excess Ar) incorporated homogeneously into the hornblende during their metamorphic recrystallization (Figs. 3c and 5a, b).

b) the diffusional loss of Ar in the Alpine time,

c) the diffusional gain of Ar of extreme isotopic composition altogether with an implementation of K-rich phase arose after the diffusion-like profiles had been formed.

From these reasons, most of $^{40}Ar/^{39}Ar$ spectra should be considered to be results of mixing effect of the superimposed extraneous Ar on the pre-existing profile.

In the analysed sample set five hornblendes yield interpretable data from medium and high-temperature part of spectra. These plateau or near plateau ages (t_{sign} in Tab. 1) vary between 346 ± 4 Ma - 377 ± 4 Ma and are similar to those ones published by Dallmeyer et al. (1993, 1995). The samples belonging to the Lower and Middle units (346 - 359 Ma) marked probably the time of cooling closely connected with the local Hercynian thrusting and imbrications just before the granite emplacement. The significant ages for hornblende and Hb-Bi gneiss (Beňuš, Fig. 2a, b are slightly higher (377 ± 4 Ma). The latter represent the oldest ages in reasonable spectra from the Upper unit. There are some indications pointing out that the age of this metamorphism can tend to values of about 400 Ma in the basement of the Tatric unit (Burchart, 1968; Bagdasaryan et al., 1983; Burchart et al., 1987). Our values can be considered to be time of passing of the rocks through 500 °C isotherm, connected with postmetamorphic cooling. For the time being, they represent the youngest age limit for the Hercynian metamorphic event in the Veporic basement. From the data scatter it can be supposed that metamorphic temperatures at the boundary of the Upper Devonian - the Lower Carboniferous exceeded 500 °C within the whole Veporic area.

The timing of the Alpine event which caused Ar loss from hornblendes mainly in the southern Veporic samples can not be documented in the sample set. The hornblende $^{40}Ar/^{39}Ar$ age of 143 Ma from aphibolite near Kokava was published by Maluski et al. (1993). According to Plašienka (1993), the main shortening tectonism with nappe stacking in the central Western Carpathians occurred during the Middle Cretaceous event. The contraction started in the southermost part of the Veporicum in Late Jurassic and was triggered by closing of the Meliatic ocean. The age of high-pressure metamorphism, probably confined to that process, was determined about 160 - 150 Ma (Maluski et al., 1993; Dallmeyer et al., 1995). The structural signs of compression and upthrust from SE to NW were identified in the Veporicum - Gemericum junction area by Hók et al. (1993). The authors suppose Late Kimerian age of the process. Maluski et al. (1993) estimated its age in the Veporicum basement between 140 - 120 Ma (hornblende and muscovite data).

The low temperature data from samples mainly from the southern Veporicum represent the gas portion from the implemented K-rich phase which is represented probably by minute phyllosilicate intergrowths. Their age (90 - 70 Ma) coincide with fine grained white micas from the shear zones within Veporic unit (Dallmeyer et al., 1993; Maluski et al., 1993). However, such ages are common in the newly crystallized Alpine micas from the metamorphic assemblages of the southern Veporicum (Kováčik and Maluski, 1994, 1995).

Mineralia Slovaca, 28 (1996), 514 - 518

Environmentálne využitie magnetickej susceptibility

ONDREJ ĎURŽA[1], VLADIMÍR STREŠKO[2] a SALEM Y. MEJEED[1]

[1]Katedra geochémie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[2]Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 27. 6. 1996)

Environmental use of magnetic susceptibility

A new non-conventional way of utilizing of magnetic susceptibility - a soil kappa-measurement - was tested in the area of metallurgical plant VSŽ Košice. Higher magnetic susceptibility values above background in soil samples indicate higher concentrations of heavy metals in soil, i. e. the soil kappa-measurement can be used as a preliminary quick and inexpensive method for detection of higher heavy metal contents in soils.

Key words: magnetic susceptibility, heavy metals, soil

Úvod

Kontaminácii životného prostredia sa v posledných rokoch venuje veľká pozornosť. Medzi hlavné anorganické komponenty, ktoré negatívne pôsobia na ľudský organizmus, patria ťažké kovy.

Pravidelné dlhodobé sledovanie v rámci rôznych medzinárodných projektov poukazuje na významné zvýšenie koncentrácie sledovaných ťažkých kovov v pôde, najmä v mestských a priemyselných oblastiach (Alloway, 1990).

Takéto zistenia sú stimuláciou do súhrnného štúdia známych oblastí alebo oblastí s predpokladaným znečistením a na doplňujúce sledovanie chemického správania sa ťažkých kovov v pôde a ich vplyvu na rastliny s nasledujúcou možnosťou vplývať na ľudský organizmus. Ale na získanie spoľahlivých podkladov na dôkladnejšie štúdium je nevyhnutná ekonomicky náročná prístrojová technika a kvalifikovaný obslužný personál.

Najčastejšou používanou metodikou je plošné litogeochemické mapovanie, ktoré si vyžaduje odber vzoriek z istých pôdnych horizontov, nevyhnutnú mechanickú a chemickú úpravu a pomerne komplikovanú chemickú analýzu. Dosiahnuté výsledky sú veľmi presné, správne a poskytujú celkový obraz o obsahu jednotlivých prvkov.

Na predbežný odhad celkového množstva ťažkých kovov v pôde stačí skúmanú plochu premerať kappametrom. Už zvýšená magnetická susceptibilita pôdnych vzoriek oproti fónu môže signalizovať vyššiu koncentráciu ťažkých kovov (Gruntorád et al., 1989; Hron et al., 1989; Gruntorád, 1993; Ďurža et al., 1994; Strzyszcz, 1996). Mikľajev a Žogolev (1990) odporúčajú pôdnu kapametriu používať ako predbežnú metódu, ktorá umožňuje ohraničiť zóny „zvýšenej geochemickej aktívnosti", značne znížiť objem prác a pružne meniť metodiku mapovania.

Magnetická susceptibilita a ťažké kovy v pôde

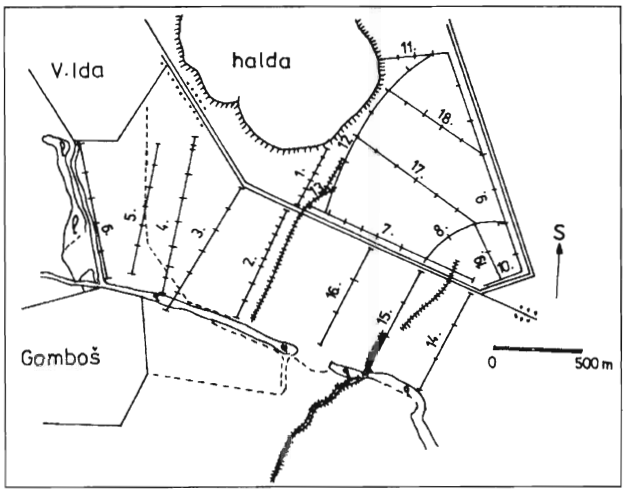
Vzťahom medzi magnetickou susceptibilitou a ťažkými kovmi sa zaoberal Mikľajev a Žogolev (1990). Uvádzajú, že v pôdnom profile je najmagnetickejší humusový horizont, v ktorom sa vyskytuje Fe, ale aj iné prechodné prvky vo feromagnetickom stave.

Zdanlivým paradoxom je, že často s hĺbkou profilu koncetrácia ťažkých kovov rastie, ale magnetické vlastnosti ich zlúčenín majú klesajúcu tendenciu (Mikľajev a Žogolev, 1990). Tento jav úzko súvisí s elektrónovou štruktúrou komplexov ťažkých kovov, ktoré majú najväčšie predpoklady vznikať v humusovom horizonte, kde sa vyskytuje viac druhov organických ligandov z humínových a fulvokyselín, ale aj iných nešpecifických pôdnych organických látok. Magnetické vlastnosti komplexov ťažkých kovov s organickými látkami vysvetľuje teória ligandového poľa, ktorú v 50. rokoch rozvinul fyzik J. H. van Vleck (Cotton a Wilkinson, 1973) a možno ju definovať ako teóriu pôvodu a dôsledkov rozštiepenia vnútorných orbitov iónov ich chemickým okolím.

Metodika merania

Po oboznámení sa so študovaným územím sa vytvorila sieť profilov, na nich sa zmerala magnetická susceptibilita a odobrali sa z nich vzorky na chemickú analýzu. Vzorky sa odobrali a magnetická susceptibilita sa merala aj vo vertikálnych profiloch, a to v hĺbke 0, 20 a 40 cm.

Magnetická susceptibilita sa merala kappametrom KT-5, výrobkom Geofyziky Brno. Základnou časťou prístroja je 10 KHz oscilátor indukčne spojený s plochou meracou cievkou v meracej časti prístroja. Frekvencia oscilátora sa meria cievkou umiestnenou v rovnakej vzdialenosti od



Obr. 1. Lokalizácia profilov.
Fig. 1. Profiles location.

horniny (meranie „voľného priestoru") a cievkou priloženou k povrchu horniny. Z rozdielu frekvencií sa pomocou mikroprocesora určuje susceptibilita a číselne sa zobrazuje na displeji.

Terénne práce sa vykonávali v troch ročných obdobiach. Tak sa mohla porovnávať magnetická susceptibilita a obsah ťažkých kovov v pôde počas roka, jeho zmeny v súvislosti s poľnohospodárskymi prácami a klimatickými podmienkami (na jar, t. j. v období vlhka, ktoré vytvára vhodné podmienky na migráciu prvkov, na jeseň po vykonaní poľnohospodárskych prác atď.).

Vzorky sa analyzovali v laboratóriách geologického ústavu Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave. Na stanovenie ťažkých kovov (Cd, Co, Hg, Fe, Ni, Pb, Zn) sa použila atómová absorpčná spektrometria. Absorpčné signály Pb, Zn, Cd, Fe, Co a Ni sa merali za použitia atómového absorpčného spektrometra Perkin-Elmer 380 v plameni acetylén - vzduch. Hg sa stanovila priamo z pevnej vzorky na jednoúčelovom spektrometri TMA 254 (Medveď et al., 1992).

Predchádzajúce práce (Ďurža a Antalová, 1991; Ďurža, Gregor a Antalová, 1994) overili, že zvýšený obsah ťažkých kovov v pôde oproti pozadiu spôsobujú anomálie magnetickej susceptibility (κ). Tento poznatok sme aplikovali na vzorky z okolia Suchej haldy VSŽ Košice.

Sledované profily boli lokalizované v páse širokom okolo 1 km od jz. až po sv. časť okolia haldy, t. j. asi 2,5 km^2 (obr. 1). Zmeralo sa 19 profilov, resp. 138 bodov. Magnetická susceptibilita sa merala aj v kontrolných bodoch v okolí VSŽ. Dovedna sa na uvedené ťažké kovy analyzovalo 61 vzoriek.

Geologické pomery

Študované územie sa nachádza v neogénnej časti Košickej kotliny. Podkladom sú pravdepodobne sarmatské ílovité sedimenty vystupujúce v hĺbke asi 35 až 60 m. Nad nimi je Košická štrková formácia. Reprezentuje ju ostrá štrkovitá sedimentácia s veľkým množstvom hlinitých vložiek. Pokrytá je štrkom mladšieho veku. Povrch územia pokrýva hlina sprašového charakteru.

Bezprostredné okolie haldy morfologicky predstavuje rovinu so sklonom na J ohraničenú z východnej časti Sokolianskym potokom, ktorá sa smerom na SZ postupne dvíha do svahov Spišsko-gemerského rudohoria a na Z prechádza do Moldavskej nížiny, časti Košickej kotliny.

Kvartér zastupujú aluviálne náplavy Hornádu a jeho terasy. Tvorí ho štrk, na terasách značne hlinitý, ďalej hlina, piesčitá hlina a v menšej miere piesok.

Povrchová hlina tvorí súvislú vrstvu mocnú 0,3 - 0,7 m. Najvrchnejšou časťou je sivohnedá ornica bohatá na rastlinné zvyšky. Hlbšie je to hnedá až sivohnedá piesčitá, prachovitá, príp. ílovitá hlina. Bežný je v nej výskyt štrkových obliakov, ktoré majú miestami až 50 % zastúpenie. Smerom do podložia hlina prechádza do súvrstvia štrku (Frankovič in Kondelová, 1994).

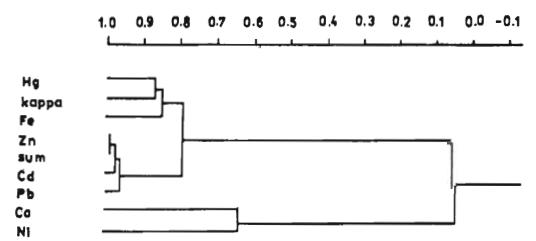
Materiál Suchej haldy

Suchá halda je v súčasnosti najväčšou skládkou priemyselného odpadu VSŽ. Je situovaná na J od areálu VSŽ a na SV od obce Veľká Ida, od ktorej ju oddeľuje iba pozemná komunikácia. Suchá halda má v súčasnosti rozlohu okolo 15 ha a výšku približne 20 m nad úrovňou okolitého terénu. Podľa Hoppana a Balgavej (1992) je na tejto ploche uskladnených okolo 7 mil. t vysokopecnej trosky, 5 mil. t oceliarskej trosky, 1,5 mil t odpadu z výmuroviek a 3 mil. t ostatného odpadu.

Materiál Suchej haldy obsahuje zvýšenú koncentráciu Fe, As, Mn, Zn, Cr, Pb a Hg (Hoppan a Balgavá, 1992). Voľné skládkovanie umožňuje najmä za suchého a veterného počasia vznik sekundárnej prašnosti, ktorou sa toxické prvky dostávajú do širokého okolia skládky, čo sa prejavuje zhoršením kvality ovzdušia (zvýšenie aerosólovej a spádovej prašnosti), kontamináciou pôdy (s možnosťou prechodu do potravinového reťazca) a povrchových tokov.

Diskusia

Hodnoty κ klesajú smerom do hĺbky, najvyššie sú na povrchu pôdy, lebo ťažké kovy z atmosférického spádu sa akumulujú vo vrchnej vrstve pôdy do 10 - 15 cm (Alloway, 1990). Táto vrstva obsahuje aj najviac organických



Obr. 2. Dendogram zobrazujúci vzájomnú súvislosť prvkov a magnetickej susceptibility na povrchu pôdy.
Fig. 2. Dendogram showing the groups revealed by heavy metals investigated at the surface soil.

Tab. 1
Priemerné hodnoty magnetickej susceptibility a obsahu sledovaných kovov v hĺbke 0, 20 a 40 cm
Average values of magnetic susceptibility and metal contents at depths of 0, 20 and 40 cm

	0 cm	n	20 cm	n	40 cm	n
κ (10^{-5} j. SI)						
obrábaná pôda	96,1	89	78,5	74	78,9	27
profil 7	84,8	9	71,1	8		
neobrábaná pôda	190,4	42	97,0	37	46,5	6
profil 7	228,7	9	76,1	9		
pri halde	803,0	7	561,0	4		
Fe (%)						
obrábaná pôda	2,63	22	2,49	25	2,65	2
profil 7	3,66	3	3,66	3		
neobrábaná pôda	2,35	4	2,52	6		
pri halde	7,34	2	3,31	2		
Ni (ppm)						
obrábaná pôda	30,57	21	31,65	24	31,22	2
profil 7	35,91	3	37,38	3		
neobrábaná pôda	35,15	3	31,63	6		
pri halde	37,09	2	34,67	2		
Co (ppm)						
obrábaná pôda	8,07	21	7,02	24	8,28	2
profil 7	7,89	3	7,86	3		
neobrábaná pôda	8,80	4	7,22	6		
pri halde	5,61	2	9,95	2		
Cd (ppm)						
obrábaná pôda	1,26	21	1,22	24	1,21	2
profil 7	2,19	3	2,02	3		
neobrábaná pôda	0,98	4	0,94	6		
pri halde	10,39	2	2,99	2		
Pb (ppm)						
obrábaná pôda	36,00	21	35,21	24	33,51	2
profil 7	86,21	3	57,59	3		
neobrábaná pôda	39,33	4	39,04	6		
pri halde	293,20	2	87,90	2		
Zn (ppm)						
obrábaná pôda	61,20	21	60,92	24	56,60	2
profil 7	145,85	3	137,80	3		
neobrábaná pôda	64,60	4	69,14	6		
pri halde	1060,10	2	306,40	2		
Hg (ppm)						
obrábaná pôda	0,089	21	0,086	24	0,080	2
profil 7	0,266	3	0,230	3		
neobrábaná pôda	0,104	4	0,094	6		
pri halde	1,500	2	1,175	2		

Tab. 2
Hodnoty magnetickej susceptibility v profile na JZ od Suchej haldy VSŽ Košice (10^{-5} j. SI)
Magnetic susceptibility values in the profile on the soutwest from Dry refuse heap of the VSŽ Košice (10^{-5} SI u.)

		úpätie				
	halda	haldy	200 m	400 m	600 m	800 m
obrábaná pôda				95	78	64
neobrábaná pôda	7100	890	678	371	277	154

látok, ktoré majú veľký vplyv na magnetickú susceptibilitu. Neplatí to však o obrábanej pôde, lebo tá sa každý rok orie. Potvrdzujú to aj hodnoty κ, ktoré sa navzájom iba málo odlišujú a sú nižšie ako hodnoty z neobrábanej pôdy na povrchu (tab. 1), kým z obrábanej pôdy sú v hĺbke vyššie. Osobitne sa vydeľujú hodnoty vzoriek z bezprostrednej blízkosti haldy, kde ide sčasti o haldový materiál, a preto sú hodnoty κ aj ťažkých kovov niekoľkonásobne vyššie ako z okolia haldy.

O obsahu prvkov v pôde platí to isté ako o κ - neobrábaná pôda na povrchu obsahuje viac ťažkých kovov ako obrábaná a ich obsah s hĺbkou klesá (tab. 1).

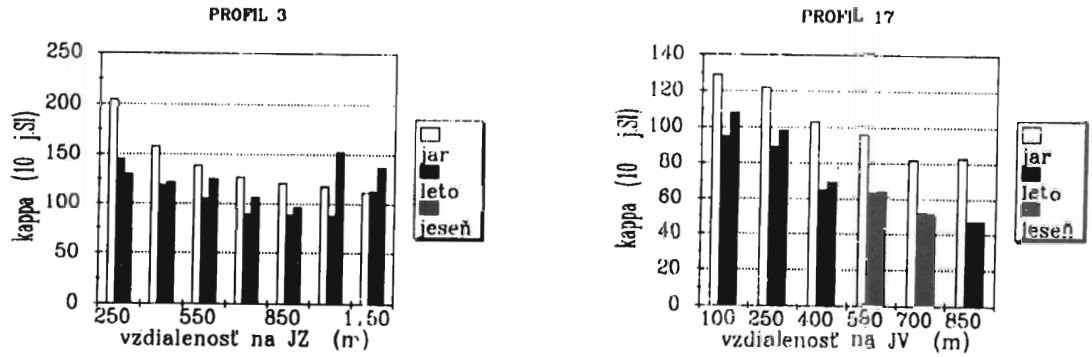
Hodnoty κ sa menia aj so vzdialenosťou od haldy (tab. 2) a takúto závislosť má aj celkové zaťaženie pôdy ťažkými kovmi. Najvyššie hodnoty κ, ako aj ťažkých kovov v pôde sú v blízkosti haldy a smerom na J až JZ (tab. 3), čo pravdepodobne spôsobuje prevládajúci smer vetrov. Zvýšenie hodnôt κ sme v tomto smere zistili aj v kontrolných bodoch. Napr. ešte v obci Perín, okolo 7 km na

Tab. 3
Priemerné hodnoty magnetickej susceptibility a obsahu sledovaných kovov v hĺbke 0 a 20 cm v jz. a jv. časti okolia haldy
Average values of magnetic susceptibility and metal contents at both 0 and 20 cm in the SW and SE surroundings of Dry refuse heap

hĺbka	0 cm				20 cm			
	JZ	n	JV	n	JZ	n	JV	n
κ (10^{-5} j.SI)								
obrábaná pôda	120,8	36	87,3	44	109,2	31	52,5	34
neobrábaná pôda	217,3	12	158,7	21	122,0	9	94,7	19
profil 7 (ob.)			84,8	9			71,1	8
(neob.)			228,7	9			76,7	9
Fe (%)								
obrábaná pôda	2,71	7	2,59	14	2,71	10	2,33	14
neobrábaná pôda	1,89	2	2,80	2	2,60	1	2,62	5
profil 7 (ob.)			3,66	3			3,66	3
Ni (ppm)								
obrábaná pôda	33,31	7	29,21	14	31,43	10	31,83	14
neobrábaná pôda	37,72	1	33,87	2	36,89	1	30,31	5
profil 7 (ob.)			35,91	3			37,83	3
Co (ppm)								
obrábaná pôda	7,64	7	8,28	14	7,04	10	7,01	14
neobrábaná pôda	5,95	2	7,65	2	8,44	1	6,91	5
profil 7 (ob.)			7,89	3			7,86	3
Cd (ppm)								
obrábaná pôda	1,30	7	1,24	14	1,24	10	1,21	14
neobrábaná pôda	0,92	2	1,05	2	0,88	1	0,95	5
profil 7 (ob.)			2,19	3			2,02	3
Pb (ppm)								
obrábaná pôda	36,93	7	35,54	14	36,64	10	34,19	14
neobrábaná pôda	43,98	2	34,68	2	41,42	1	38,45	5
profil 7 (ob.)			86,21	3			57,59	3
Zn (ppm)								
obrábaná pôda	66,99	7	58,30	14	70,71	10	53,93	14
neobrábaná pôda	71,70	2	57,50	2	90,60	1	63,78	5
profil 7 (ob.)			145,85	3			137,80	3
Hg (ppm)								
obrábaná pôda	0,106	7	0,081	14	0,102	10	0,075	14
neobrábaná pôda	0,147	2	0,091	2	0,093	1	0,094	5
profil 7 (ob.)			0,266	3			0,230	3

Tab. 4
Významné korelačné koeficienty magnetickej susceptibility a obsahu ťažkých kovov (úroveň významnosti 0,05, počet vzoriek: *28, **33)
Significant correlation coefficient of magnetic susceptibility values and heavy metals contents (level of significance 0.05, number of samples: *28, **33)

	Cd	Pb	Zn	Hg	Fe	Suma	Poznámky
kapa	0,88	0,81	0,89	0,87	0,86	0,88	* 0 cm
kapa	0,74		0,85	0,90		0,78	** 20 cm



Obr. 3. Zmena hodnôt magnetickej susceptibility so vzdialenosťou od haldy v rozličných smeroch.
Fig. 3. Changes of magnetic susceptibility values with distance in various directions.

JZ za Gombošom, sme namerali na neobrábanej pôde 86.10^{-5} j. SI a na obrábenej 48.10^{-5} j. SI, kým smerom na JV boli takéto hodnoty už vo vzdialenosti 1,5 km. Porovnanie hodnôt κ a sledovaných ťažkých kovov v jz. a jv. časti je v tab. 3. Z nej vidieť, že najmä Pb, Zn a Hg majú v jz. časti zreteľne vyššie hodnoty. Úzka spätosť κ s obsahom ťažkých kovov v pôde je zrejmá i z tab. 4, kde sú uvedené ich významné korelačné koeficienty. Táto závislosť je evidentná i z dendrogramu (obr. 2), ktorý ukazuje slabú koreláciu Ni a Co s κ, pretože ich reprezentujú len hodnoty pozadia, ktoré nie sú antropogénneho pôvodu, kým ostatné prvky vykazujú silnú koreláciu ako dôsledok ich antropogénneho pôvodu.

Zaujímavé sú aj hodnoty profilu 7, ktorý vedie pozdĺž cesty, čo sa prejavilo zvýšeným obsahom kovov a hodnotami κ oproti hodnotám z okolitých profilov (tab. 1).

Zaujímavé je aj porovnanie zmien hodnoty κ počas roku. Vo všeobecnosti možno povedať, že sa najvyššie hodnoty κ zistili na jar a najnižšie v lete (obr. 3), čo úzko súvisí s vlhkosťou pôdy, ako to konštatoval aj Singer a Fine (1989). Z tohto pohľadu sú zaujímavé profily 3 - 5, kde to o posledných 2, resp. 3 bodoch neplatí, a profil 6, kde to neplatí pre celý profil. Tu sa namerali vyššie hodnoty na jeseň ako na jar, pravdepodobne preto, že tieto body boli na poli s lucernou, t. j. viacročnou rastlinou (pôda nebola počas roka preoraná), kým ostatné body boli na poli s jednoročnými rastlinami (slnečnica, kŕmna zmes, obilie).

Pokles hodnôt κ na JV oproti JZ je zrejmý aj z porovnania napr. profilu 3 (jz. časť) s profilom 17 (jv. časť; obr. 3). Na týchto dvoch profiloch vidieť rozdiel nielen v hodnote κ v jz. a jv. časti, ale aj rýchlosť poklesu hodnôt so vzdialenosťou.

Pri aplikácii výsledkov štúdia Neždanovej a Suetina (1987) vidieť, že podľa hodnôt κ možno sledovanú pôdu rozdeliť na tri druhy (obr. 4a):

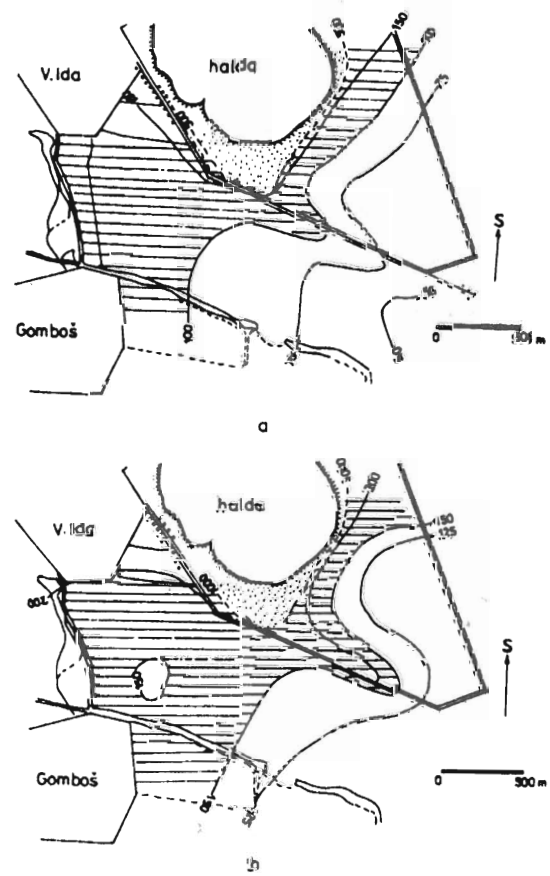
a) pôda v technogénnom prostredí - pod vplyvom antropogénnej činnosti (30 - 100.10^{-5} j. SI),

b) pôda narušená starými antropogénnymi vrstvami - komunálny odpad (100 - 600.10^{-5} j. SI),

c) narušená pôda, v ktorej sa vyskytuje škvára a troska (600 - 3000.10^{-5} j. SI).

Pri halde sú najvyššie hodnoty κ. Potom nasleduje pás s hodnotou κ 100 - 500 j. SI, na ktorom najlepšie vidieť rast hodnôt κ smerom na JZ, teda v smere prevládajúcich vetrov. Kým na JV ide o pomerne úzky pás, na JZ má značné rozmery. Zaujímavé je zvýšenie hodnôt κ okolo cesty, čo zrejme súvisí s dopravou.

Pôdnou kapametriou nemožno určiť obsah alebo prítomnosť jednotlivých ťažkých kovov, ale ich suma (t. j. celkové zaťaženie pôdy ťažkými kovmi) koreluje s hodnotami magnetickej susceptibility. Porovnaním obrázka 4a



Obr. 4. a - Izolínie hodnôt magnetickej susceptibility (10^{-5} j.SI), b - Izolínie celkového zaťaženia pôdy ťažkými kovmi (ppm).
Fig. 4. a - Isolines of magnetic susceptibility values (10^{-5} SI u.), b - Isolines of heavy metals contents (ppm).

a 4b možno zistiť, že izočiary magnetickej susceptibility a sumy ťažkých kovov majú veľmi podobný priebeh. Prejavuje sa na nich aj vplyv dopravy pozdĺž cesty. Podobný trend zmien obsahu ťažkých kovov a magnetickej susceptibility sa spozoroval aj pri vzorkách z hĺbky 20 cm.

Záver

Z meraní magnetickej susceptibility a z chemických analýz vzoriek pôdy možno konštatovať:

1. Hodnoty magnetickej susceptibility so vzdialenosťou od zdroja znečistenia (haldy) klesajú.
2. Najvyššie hodnoty magnetickej susceptibility sú na povrchu pôdy a smerom do hĺbky klesajú.
3. Obrábaná pôda má nižšie hodnoty magnetickej susceptibility na povrchu ako neobrábaná.
4. Zmena obsahu ťažkých kovov v pôde má rovnaký trend ako zmena magnetickej susceptibility.
5. Sledované ťažké kovy v pôde majú svoj zdroj v materiáli suchej haldy a v úlete z VSŽ, ale sčasti (pozdĺž komunikácií) pochádzajú aj z výfukových plynov.
6. Vyššie hodnoty magnetickej susceptibility pôdnych vzoriek oproti pozadiu indikujú vyššiu koncentráciu ťažkých kovov v pôde, a preto pôdnu kapametriu možno využiť ako rýchlu a lacnú metódu na predbežný odhad celkového zaťaženia pôdy ťažkými kovmi.

Literatúra

Alloway, B. J. (Eds.), 1990: Heavy metal in soils. *Blackie and son Ltd., Glasgow, 339.*

Cotton, F. A., Wilkinson, F. R. S., 1973: Anorganická chémie. *Academia Praha, 1102.*

Ďurža, O. & Antalová, S., 1991: Magnetická susceptibilita a ťažké kovy v pôdach. *In: Zbor. referátov, III. Geoch. seminár, Praha, 25 - 29.*

Ďurža, O., Gregor, T. & Antalová, S., 1994: The effect of the heavy metals soil contamination to the magnetic susceptibility. *Acta Univ. Carol., Geol., 135 - 143.*

Gruntorád, J., Hron, J., Mazáč, O. & Rousek, J., 1989: Perknov [Záverečná správa.] *Manuskript - Geofond Praha, 19.*

Hoppan, J. & Balgavá, V., 1992: Suchá halda - prehodnotenie materiálu (štúdia). *Manuskript - APS - ECOS Košice, 14.*

Kondelová, M., 1994: Ťažké kovy a magnetická susceptibilita pôd v okolí Suchej haldy VSŽ a. s. Košice. *Manuskript - Katedra geochémie PriF UK Bratislava, 81.*

Medveď, J., Streško, V., Kubová, J., Polakovičová, J. & Čurlík, J., 1992: Využitie metód atómovej spektroskopie na stanovenie vedľajších a stopových prvkov v pôde. *Mineralia Slov., 24, 305 - 311.*

Mikľajev, Ju. V. & Žogolev, S. L., 1990: O prostranstvennoj svjazi anomalij magnitnoj vospriimčivosti počv s litogeochimičeskimi oreolami rudnych elementov. *Vest. Leningr. Univ., 7, 14, 26 - 33.*

Singer, M. J. & Fine, P., 1989: Pedogenic factors affecting magnetic susceptibility of northern California soils. *Soil. Sci. Soc. Am. J., 53, 1119 - 1127.*

Strzyszcz, Z., 1996: Heavy metals contamination and magnetic susceptibility in soils of southern Poland. *Annales Geophysicae, I, 14, European Geophys. Soc., 146.*

Environmental use of magnetic susceptibility

Heavy metals in soils have received increased attention in recent years. This also provide incentives for the introduction of new methods for studying heavy metals. The soil kappa-measurement is one of these methods.

The humus horizon is the most magnetic one. It is interesting that concentration of heavy metals increases frequently with depth but magnetic properties of heavy-metal compounds decrease. This trend is connected to the electron structure of heavy-metal complexes. Magnetic properties of these complexes with organic matter are explained by the ligand field theory. This theory is defined like a theory of an origin and a consequence of splitting of ions' inside orbits by their chemical surroundings.

A new non-conventional way of utilizing of magnetic susceptibility - a soil kappa-measurement - was applied to the study of heavy metals in surroundings of the plant VSŽ Košice (metallurgical industry) dry refuse heap. This refuse heap is a source of secondary dust which can be an important source of air and soil contamination in the wide surroundings, depending on atmospheric conditions.

Higher magnetic susceptibility values above background in soil samples indicate higher concentrations of heavy metals in soil, i. e. the soil kappa-measurement can be used as a preliminary quick and inexpensive method for detection of higher heavy metal contents in soils.

Mineralia Slovaca, 28 (1996), 519 - 522

Treťohorné stavovce (Vertebrata) Devínskej Kobyly

PETER HOLEC a MARTIN ŠABOL

Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Received 15. 7. 1996)

The Tertiary Vertebrates from Devínska Kobyla

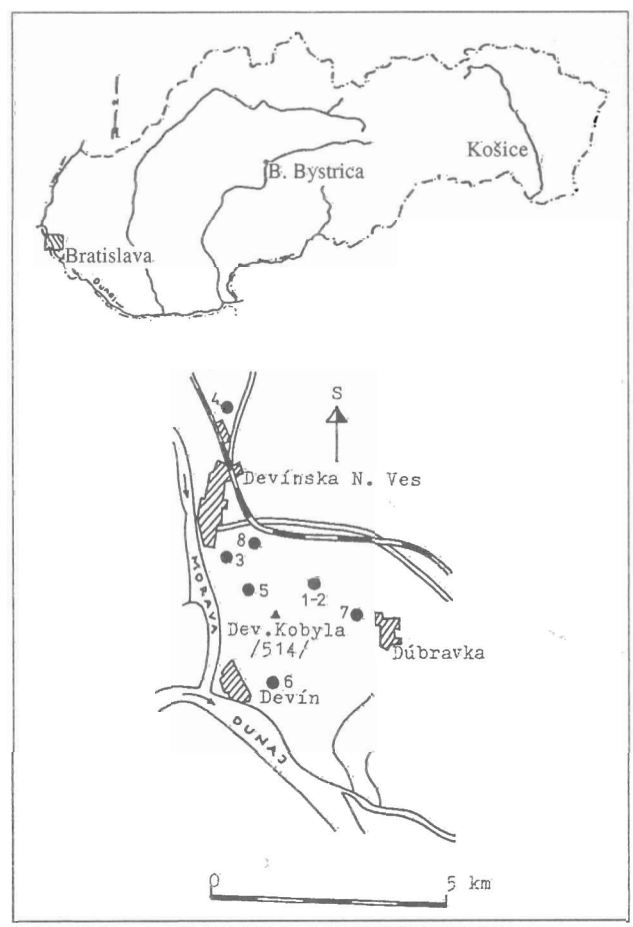
The article gives a list of tertiary vertebrates from Devínska Kobyla. The data are taken from literature and our own research. The findings which were described in literature have also been verified.

Key words: Vertebrate, tertiary, Slovakia, Devínska Kobyla

Úvod

Oblasť Devínskej Kobyly pri Bratislave je veľmi bohatá na fosílne zvyšky bezstavovcov aj stavovcov. Masív Devínskej Kobyly leží na Z od Bratislavy medzi obcami - teraz už mestskými časťami Bratislavy - Devínom a Devínskou Novou Vsou. Oblasť je významná aj z botanického a zoologického hľadiska. Je tu rezervácia s výskytom vzácnych južných prvkov fauny a flóry. Fosílne stavovce sa vyskytujú najmä na lokalite Štokeravská vápenka-klasické nálezisko a Štokeravská vápenka-Bonanza, Sandberg, Waitov lom. Viac druhov najmä rýb sa našlo aj na lokalite Devínska Nová Ves-tehelňa a ojedinelé výskyty stavovcov sa zaznamenali aj na lokalite Devín-vinohrady, Dúbravka-pole a Glavica-obtočník (pozri obr. 1).

Geologické pomery oblasti podrobnejšie opísal Koutek a Zoubek (1936), Buday et al. (1962), Mišík et al. (1974) a Mišík (1976), novšie Vaškovský et al. (1988) a Baráth et al. (1992). Najväčšiu zásluhu o poznanie fauny stavovcov má Zapfe. Vo viacerých prácach od roku 1949 do roku 1982 opísal najmä rôzne druhy cicavcov, od netopierov až po chalikotériá (pozri literatúru). Faune okolia Viedne a Bratislavy sa roku 1848 a 1865 venoval Hoernes a Kornhuber. Skúmaného územia sa týka aj katalóg fauny od Pia a Sickenberga (1934). Zoznam fauny cicavcov zo Sandbergu a Štokeravskej vápenky podáva aj Thenius (1952). Nový výskum štokeravských špált tu urobil Fejfar (1974), ktorý sa sústredil najmä na drobné hlodavce. Práve na ich základe určil vek výplne puklín ako spodný báden. Získaný materiál obsahoval aj obojživelníky - žaby, ktoré spracoval Špinar (1975). Chvostnaté obojživelníky a plazy opísal Wettstein-Westersheimb a Herre (1955) a plazy aj Estes (1969). Nové nálezisko - Štokeravskú vápenku-Bonanzu študoval Holec et al. (1987). Špinar et al. (1993) odtiaľ opísali nový druh žaby.



Obr. 1. Mapka Slovenska s vyznačením oblasti Devínskej Kobyly a pod ňou náčrt rozmiestnenia lokalít. 1 - Štokeravská vápenka-klasické (Zapfeho) pukliny, 2 - Štokeravská vápenka-Bonanza, 3 - Sandberg, 4 - Devínska Nová Ves-tehelňa, 5 - Waitov lom, 6 - Devín-vihohrady, 7 - Dúbravka-pole, 8 - Devínska Nová Ves-Glavica (obtočník).

Názov druhu/lokalita	1	2	3	4	5	6	7	8
Chondrichthyes								
Aetobatis arcuatus Ag.			*					
Dasyatis sp.			*					
Myliobatis sp.			*					
Carcharhinus cf. priscus (Ag.)			*					
Carcharhinus cf. similis (Probst)			*					
Galeocerdo aduncus Ag.			*					
Hemipristis serra Ag.			*					
Isurus hastalis (Ag.)			*					
Striatolamia macrota (Ag.) = (Lamna elegans)			*					
Odontaspis acutissima (Ag.)			*					
Odontaspis cuspidata (Ag.)			*					
Otodus sp.			*					
Procarcharhinus sp.			*					
Carcharocles megalodon (Ag.)						*		
Osteichthyes								
Argentina cf, fragilis (Procházka)				*				
Bolinichthys obliquus (Weiler)				*				
Bregmaceros catulus Schubert				*				
Capitodus sp.				*				
Clupea sp.				*				
Cymbium sp.			*					
Epinephelus sp.			*					
Dentex sp.		*	*					
Diaphus austriacum (Koken)				*				
Diaphus debile (Koken)				*				
Diaphus cf. kokeni (Procházka)				*				
Diaphus latirostratus (Weiler)				*				
Diaphus sp.				*				
Diplodus sp.				*				
Gadiculus communis (Prochazka)				*				
Gadiculus labiatus (Schubert)				*				
Gadiculus sp.				*				
Lates sp.				*				
Lepidopus sp.		*		*				
Macrurus sp.				*				
Micromesistius schwarzhansi Holec				*				
Otol. (Macruridarum) labiatus (Schubert)				*				
Pagrus sp.		*	*					
Phyllodus sp.			*					
Saurocephalus sp.			*					
Scopelus sp.			*					
Serranus sp.		*	*					
Sparisoma cretense (L.)				*				
Sparus auratus L.			*					
Sparus cinctus Ag.			*					
Spherodus sp.			*					
Tetraodon scillae (Lawley)		*	*					
Trachurus noetlingi (Koken)			*					
Trigonodon sp.			*					
Trichiurus sp.			*					
Trisopterus sp.			*	*				
Acanthuridae gen. et spec. indet.			*					
Acipenseridae gen. et spec. indet.			*					
Diodontidae gen. et spec. indet.			*					
Holocentridae gen. et spec. indet.			*					
Labridae gen. et spec. indet.			*					
Percidae gen. et spec. indet.			*					
Sphyraenidae gen. et spec. indet.			*					
Triglidae gen. et spec. indet.			*					
Osteichthyes gen. et spec. indet.		*		*	*			
Amphibia								
Bergmannia wettsteini Herre	*							
Salamandra broilii Schlosser	*							
Triturus rohrsi Herre	*							
Voigtiella ludwigi Herre	*							
Urodela ge. et spec. indet.	*							
Bufo priscus Spinar, Klembara, Meszaros	*							
Bufo sp.	*							
Discoglossus giganteus Wettstein-Westtersheimb		*						

Názov druhu/lokalita	1	2	3	4	5	6	7	8
Eopelobates bayeri Spinar	*							
Eopelobates neudorfensis								
Wettstein-Westersheimb	*							
Hyla sp.	*							
Miopelobates zapfei Wettstein-Westersheimb	*							
Neusibatrachus estesi Spinar	*							
Reptilia								
Psephophorus polygonus H. v. Meyer			*					
Testudo sp.								
Trionyx sp.			*		*			
Testudinata gen. et spec. indet.			*					
Malpolon?(=Coelopeltis) sp.	*							
Ophisaurus sp.		*						
Ophidia gen. et spec. indet.	*							
Reptilia gen. et spec. indet.	*							
Aves								
Aves, gen. et spec. indet.	*							
Mammalia								
Insectivora								
Heterosorex sansaniensis (Lartet)	*							
Lanthanotherium sansaniense Filhol	*							
Palaeoerinaceus intermedius (Gaillard)	*							
Scaptonyx edwardsi Gaillard	*							
Dinosorex sansaniensis (Lartet)	*							
Plesiodimylus chantrei Gaillard	*							
Allosorex gracilidens (Zapfe)	*							
Sorex dehmi Viret et Zapfe	*							
Talpa minuta Blainv.	*							
Scaptonyx? dolichochir Gaillard	*							
Sorex pusillus Deperet	*							
Trimylus schloseri Roger	*							
Sorex s. l. gracilidens Viret et Zapfe	*							
Chiroptera								
Rhinolopus delphinensis Gaillard	*							
Rhinolophus grivensis (Deperet)	*							
Rhinolophus similis Zapfe	*							
Miniopterus fossilis Zapfe	*							
Paraphyllophora? lugdunensis (Deperet)	*							
Pareptesicus priscus Zapfe	*							
Primates								
Pliopithecus vindobonensis Zapfe et Hurzeller	*							
Sivapithecus? darwini (Abel)			*					
Carnivora								
Aelurictis jourdani Kretzoi	*							
Amphicyon maior Blainv.	*							
Amphicyon cf. steinheimensis Fraas	*							
Amphicyon sp.			*					
Hemicyon sansaniensis Lartet	*		*					
Ursavus brevirhinus (Hofm.)	*		*					
Trocharion albanense F. Mayor	*		*					
Alopecodon leptorhynchus (Filhol)	*							
Pseudaelurus larteti Gaillard	*							
Mustelidae indet.	*							
Mionictis dubia (Blainv.)			*					
Palaeogale sp.			*					
Potamotherium miocenicum (Peters)			*					
Pseudarctos aff. bavaricus Schl.			*					
Pseudaelurus turnauensis (Hoernes)			*					
Pseudaelurus cf. lorteti Gaillard			*					
Plesictis sp.			*					
Pinnipedia								
Pristiphoca vetusta Zapfe		*	*		*			
Rodentia								
Blackia miocenica Main	*							
Sciurus bredai Meyer	*							
Keramidomys carpathicus Schaub et Zapfe	*							
Leptodontomys sp.	*							
Mioglis larteti Baudelot	*	*						
Microdyromys miocenicus (Baudelot)	*							
Eomuscardinius sansaniensis (Lartet)	*							
Paraglis astaracensis Baudelot	*							

Názov druhu/lokalita	1	2	3	4	5	6	7	8
Cotimus weinfurteri (Schaub et Zapfe)	*							
Cotimus latior (Schaub et Zapfe)	*							
Democricetodon vindobonensis (Schaub et Zapfe)	*							
Megacricetodon schaubi Fahlbusch	*							
Megacricetodon colongensis (Mein)	*							
Lartetomys zapfei (Mein et Freudenthal)	*							
Neocometes brunonsis Schaub et Zapfe	*							
Anomalomys gaudryi Gaillard	*							
Dryomys hamadryas (F. Mayor)	*	*						
Cricetodon sansaniensis Lartet	*							
Cricetodon gregarius Schaub	*							
Democricetodon brevis Schaub	*							
Eumyarion latior Schaub et Zapfe		*						
Glis sp.		*						
Sciurus sp.		*						
Rodentia gen. et spec. indet		*						
Perissodactyla								
Chalicotherium grande (Lartet)	*							
Aceratherium cf. tetradactylum Lartet	*							
Dicerorhinus steinheimensis (Jager)	*		*					
Rhinocerotidae gen. et spec. indet.	*							
Aceratherium sp.	*		*					
Anchitherium aurelianense (Cuv.)			*					
Tapirus telleri Hofm.			*					
Brachipotherium cf. goldfussi Kaup							*	
Artiodactyla								
Dorcatherium vindobonense H. v. Meyer	*		*					
Dorcatherium naui Kaup	*		*					
Dicroceros elegans Lartet	*		*					
Heteroprox larteti (Filhol)	*		*					
Palaeomeryx eminens H. v. Meyer	*		*					
Tragocerinae gen. et spec. indet.			*					
Eotragus haplodon (H. v. Meyer)	*		*					
Hyotherium soemmeringi H. v. Meyer	*		*					
Choeritherium sansaniense Lartet	*							
Choeritherium cf. pygmaeum Deperet	*							
Conohyus simmorensis (Lartet)			*					
Listriodon lockharti (Pomel)			*					
Taucanamo sansaniense (Lartet)	*		*					
Taucanamo pygmaeum (Lartet)	*		*					
Lagomeryx parvulus (Roger)			*					
Palaeomeryx kaupii H. v. Meyer			*					
Palaeomeryx bojani H. v. Meyer			*					
Cervus haplodon H. v. Meyer			*					
Eocerus sp.			*					
Palaeochoerus aurelianensis Stehlin	*							
Sirenia								
Thalattosiren paetersi (Abel)			*					
Halitherium cordieri de Christol			*					
Metaxitherium sp.			*					
Proboscidea								
Zygolophodon turicensis (Schinz)	*	*	*					
Dinotherium bavaricum H. v. Meyer	*							
Dinotherium laevius (Jourd.)			*					
Lagomorpha								
?Prolagus sp.			*					
Cetacea								
Mesocetus hungaricus Kadic			*					
Schizodelphis cf. sulcatus (Gerv.)			*					
Cetacea gen. et spec. indet.								*

Horák (1985) sa venoval rybím otolitom z hliniska tehelne v Devínskej Novej Vsi. Zvyšky mastodonta zo Sandbergu opísal Holec (1985) a niekoľko druhov drobných hlodavcov zo Štokeravskej vápenky-klasického náleziska Holec (1986).

V tomto článku podávame prehľad zistených druhov stavovcov z literatúry, ale aj z doteraz nepublikovaných vlastných výskumov, ako aj nálezy potvrdzujúce výskyt už opísaných druhov (pozri tab.).

Stručný opis lokalít

1. Štokeravská vápenka-klasické nálezisko (spodný báden a staršie)

Lokalita je v kameňolome ležiacom na ľavej strane železničnej trate z Bratislavy do Brna. Lámal sa v ňom tmavosivý dosť rekryštalizovaný vápenec jurského veku. Vo vápenci sú pukliny smeru S - J, ktoré často vypĺňa sinter, jaskynná hlina, piesok, „terra rossa" a „terra fusca". V dvoch puklinách sa našlo veľa zvyškov stavovcov. Vo viacerých prácach ich opísal najmä Zapfe, ale aj iní autori. Práve na základe stavovcov sa stanovil vek výplne ako spodnobádenský alebo starší (pozri obr. 1; čísla lokalít v texte sa zhodujú s číslami lokalít v tabuľke).

2. Štokeravská vápenka-Bonanza (vrchný báden)

Lokalita je v tom istom kameňolome ako predchádzajúca. Objavil ju amatérsky paleontológ Š. Meszároš roku 1982. Na rozdiel od predchádzajúcej, ktorá obsahuje len suchozemské stavovce, sú tu aj morské druhy - ryby a tulene, ako aj suchozemské druhy. Blízkosť sladkej vody indikujú žaby. Puklina má smer ZSZ - VJV. Podľa fauny stavovcov aj bezstavovcov je vek výplne vrchnobádenský.

3. Devínska Nová Ves-Sandberg (vrchný báden)

Je to veľmi známe pieskovisko na južnom okraji Devínskej Novej Vsi a na sz. svahu Devínskej Kobyly. Ťažil sa tu piesok, ale vyskytuje sa tu aj piesčitý vápenec, riasový vápenec a polohy štrku. Z fauny sú známe fosílne bezstavovce a stavovce, a to morské aj suchozemské. Časté sú aj stopy po činnosti mnohých organizmov. Fauna i sedimenty prezrádzajú, že išlo o plytkú príbrežnú fáciu. Nedávno tu našiel študent Prírodovedeckej fakulty UK J. Schloegl takmer celý pancier korytnačky rodu *Trionyx*.

4. Devínska Nová Ves-tehelňa (vrchný báden)

Leží v severnej časti obce. Ťaží sa tu sivý až tmavosivý pelitický íl, v ktorom sú hojné kostry prevažne malých rýb, izolované šupiny aj rybie otolity. Zvyšky žralokov sú zriedkavé. Vek sedimentov je rovnaký ako v Sandbergu, ale morské prostredie bolo, ako na to poukazujú niektoré bezstavovce, - napr. lastúrnik rodu *Amusium*, výrazne hlbšie. Zaujímavé je, že Berger (1952) odtiaľ opísal aj 11 druhov rastlín, čo poukazuje na blízkosť pevniny.

5. Waitov lom (vrchný báden)

Je to opustený lom na západnom svahu Devínskej Kobyly asi 700 m na J od Sandbergu. Sú tu odkryté telesá

sivého vápenca, dolomitu a karbonátových brekcií, ktoré sa ťažili na stavebné účely. Vek sedimentov je spodnojurský (lias). V ľavej časti vrchnej, ale aj spodnej etáže lomu vidno transgresívne uložené vodorovné vrstvy bádenského piesku, v ktorom sa našlo veľa zvyškov rýb a tuleňov.

6. Devín-vinohrady (vrchný báden, sarmat, kvartér)

Na jz. svahoch Devínskej Kobyly na V od kostola v Devíne sa zakladal vinohrad a pri úprave terénu sa odkryli ílovito-piesčité sedimenty s bohatou faunou bezstavovcov. Našli sa tu aj otlačky listov. Podľa osobnej informácie V. Sitára ide o flóru mangrového typu. Š. Mészároš tu našiel až 11 cm dlhý zub žraloka rodu *Carcharocles megalodon* (Ag.). Sú tu aj nubekuláriové vrstvy indikujúce sarmatský vek sedimentov a v kvartérnych sedimentoch sa našiel zub bobra.

7. Dúbravka-pole (vrchný báden)

Pole sa nachádza asi 300 m J od kóty Dúbravská Hlavica. V ílovitých sedimentoch sú úlomky kostí, ale aj celé kosti nosorožca druhu *Brachypotherium* cf. *goldfussi*. V bezprostrednom podloží je vrchnobádenský morský piesok s ulitníkmi rodu *Turitella* (*T. turis, T. badensis*) a *Conus*.

8. Devínska Nová Ves - Glavica (obtočník; vrchný báden)

Je tu odkrytý a ťaží sa piesok, v ktorom sa striedajú polohy jemnej a hrubšej frakcie. Podľa veľmi málo početnej fauny lastúrnikov sa vek piesku stanovil za vrchnobádenský. Zo stavovcov sa tu našlo jedno bližšie neurčené rebro a deti akad. maliara A. Brunovského našli stavec veľryby.

Literatúra

Baráth, I., Nagy, A. & Kováč, M., 1994: Sandberské vrstvy - vrchnobádenské marginálne sedimenty východného okraja Viedenskej panvy. *Geol. Práce, Spr., 99, 59 - 99.*

Buday, T., Cambel, B. & Maheľ, M., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 Wien - Bratislava.

Estes, R., 1969: Die Fauna der miozän Spaltenfullung von Neudorf an der March (ČSSR) Reptilia (Lacertilia). *Sitz.-ber. Osterr. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Kl., I., 178, 1 - 4, 77 - 82.*

Fejfar, O., 1974: Die Eomyiden und Cricetiden (Rhodentia, Mammalia) des Miozäns der Tschechoslovakei. *Palaeontographica, Abt. A (Stuttgart), 16, 146.*

Herre, W., 1955: Die Fauna der miozänen Spaltenfuhlung von Neudorf a. d. March (ČSR). *Sitz.-ber. Osterr. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Klasse, Abh. I, Wien, 164, 783 - 803.*

Hodrová, M., 1988: Miocene frog fauna from the locality Devínska Nová Ves - Bonanza. *Věst. Ústř. Úst. geol., 63, 5, 305 - 310.*

Holec, P., 1985: Finds of Mastodon (Proboscidea, Mammalia) Relics in Neogene and Quaternary Sediments of Slovakia (ČSSR). *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 10, 13 - 53.*

Holec, P., 1986: Neueste resultate der untersuchungen von neogenen und quartären nashornern, bären und kleinsäugern im bereich der Westkarpaten (Slovakei). *Acta Univ. Carol., Geol., Špinar, 2, 223 - 231.*

Holec, P., Klembara, J. & Mészároš, Š., 1987: Discovery of new fauna of marine and terrestrial vertebrates in Devínska Nová Ves. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 3, 349 - 356.*

Hoernes, M., 1848: Verzeichnis der Fossil - Reste aus 135 Fundorten des Tertärs - Becken von Wien. *In: Erläuterungen zur Geognostischen Karte der Umgebung Wiens - Johann Čižek, Wien, 1849.*

Horák, P., 1985: Miocénne otolity sedimentov íloviska cementárne v Rohožníku a hliniska tehelne v Devínskej Novej Vsi. [Diplomová práca.] *Bratislava, 53.*

Koutek, J. & Zoubek, V., 1936: Vysvětlivky ke geologické mapě v měřítku 1:75 000 List Bratislava 4758. *Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ., sv. 18, 150.*

Mišík, M., 1976: Geologické exkurzie po Slovensku. *SPN, Bratislava, 1 - 359.*

Mišík, M., Gulička, J. & Urvichiarová, E., 1974: Devínska Kobyla. Geologické pomery, kvetena a fauna. *Obzor, Bratislava, 103.*

Pia, J. & Sickenberg, O., 1934: Katalog der in den Osterreichischen Samlungen befindlichen Säugetierreste des Jungtertäre Osterreichs und der Randgebiete. *Denkschriften des Neturhistorischen Museums in Wien, Bd. 4, Geol. Palaeont. Reihe (Leipzig).*

Špinar, Z., 1975: A new representative of the genus Neusibatrachus Seifert, 1972 (Anura) from the miocene at Devínska Nová Ves and some considerations on its phylogeny. *Čas. Mineral. Geol., 20, 1, 59 - 68.*

Špinar, Z., Klembara, J. & Mészároš, Š., 1993: A new toad from the Miocene at Devínska Nová Ves (Slovakia). *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 17, 135 - 160.*

Thenius, E., 1952: Die Säugetierfauna aus dem Torton von Neudorf an der March (ČSR). *Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh., 96, 1, 3.*

Wettstein-Westersheimb, O., 1955: Die Fauna der Miozän Spaltenfüllung von Neudorf a. d. March (ČSR), Amphibia (Anura) et Reptilia. Sitzungsberichte Osterreichische Akademie der Wissenschaften. *Mathem. - Naturwiss. Klasse (Wien), I, 164, 804 - 815.*

Zapfe, H., 1949: Eine mittelmiozäne Säugetierfauna aus einer Spaltenfüllung bei Neudorf an der March (ČSR). Anzeiger der Österreichischen Akademie der Wiss. *Mathem. Naturwiss. Klasse, 86, 7, 173 - 181.*

Zapfe, H., 1950: Die Fauna der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf a. d. March (ČSR), Chiroptera, Carnivora. Sitzungsb. *Österr. Akad. Wiss. Klasse (Wien), 159, 51 - 64, 109 - 141.*

Zapfe, H., 1952: Die Pliopithecus Funde aus der Spaltenfüllung von Neudorf a. d. March. *Sonderheft C, S, 126 - 130.*

Zapfe, H., 1953: Das geologische Alter der Spaltenfüllung von Neudorf an der March. *Verh. Geol. Bundesanst., 3, 195 - 202.*

Zapfe, H., 1960: Die Primatenfunde aus der miozän Spaltenfüllung von Neudorf an der March, Tschechoslowakei. *Schweitz. paleont. Abh., 78, 1 - 293.*

Zapfe, H., 1976: Die Fauna der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf a. d. March (ČSSR), Chalicotherium grande (BLV). *Aus den Sitzungsber. der Österr. Akad. der Wissenschaften Mathem. naturw. Kl. Abt. 1, 185, 7, 91 - 112.*

Zapfe, H., 1979: Chalicotherium grande (Blaniv.) aus der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf an der March (Devínská Nová Ves), Tschechoslowakei. *Neue Denkschriften des Naturhist. Mus. in Wien, 282.*

Zapfe, H., 1983: Die Fauna der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf an der March (ČSSR). *Suidae. Sitzungsber. der Österr. Akademie der Wissenschaften Mathem. - Naturwiss. Kl. Abt., 1, 192, 7, 167 - 182.*

Mineralia Slovaca, 28 (1996), 523 - 534

Eocénne koilostegné machovky (Bryozoa - Coilostega) zo Západných Karpát

KAMIL ZÁGORŠEK

Prírodovedecká fakulta UK, katedra geológie a paleontológie, Mlynská dolina 1/G, 842 25 Bratislava

(Doručené 17. 6. 1996, revidovaná verzia doručená 8. 8. 1996)

Eocene Coilostega Bryozoa from the Western Carpathians (Slovakia)

The most abundant anascan Bryozoa among the Western Carpathians localities belong to division Coilostega. The nine known species have been determined and shortly described. The new species (*Smittipora grandiconis* sp. n.) have been erected. The dominant species is *Onychocella subpyriformis* (d'Archiac, 1846) in the bryozoan associations from the Western Carpathians, which indicate shallow neritic environment.

Key words: Bryozoa, Coilostega, new species description, Western Carpathians, Priabonian

Úvod

Táto štúdia nadväzuje na naše skoršie štúdie (Zágoršek, 1992, 1994, 1996) a je pokračovaním v systematickom spracúvaní eocénnej machovkovej fauny z územia Slovenska. Usilovali sme sa zistiť všetky výskyty eocénnych machoviek, ktoré sa dali dostupnými metodikami separovať a potom určiť. Metodiku separovania zoárií z hornín sme už podrobne opísali (Zágoršek, 1996).

Skúmali sme materiál z lokalít detailne opísaných v inej našej práci (Zágoršek, 1996). Podľa litológie možno lokality s výskytom machoviek eocénneho veku rozdeliť do troch skupín. Do prvej patria lokality flyšového charakteru, kde sú zoáriá machoviek súčasťou klastov v hrubozrnnejších členoch turbiditovej sekvencie. Ide o lokalitu Rajecké Teplice (obr. 1) a Poluvsie (obr. 2). Druhú skupinu tvoria odkryvy v organodetritických sedimentoch, kde zoáriá machoviek tvoria viac ako 10 % hmotnosti sedimentu. Patrí tam lokalita Partizánska Ľupča (obr. 3) a Východná (obr. 4/2). Tretiu skupinu tvoria lokality, kde sú fosilizované zoáriá machoviek skoro jedinými alochémami vo vápnito-ílovitom matrixe. Je to lokalita Hybica (obr. 4/1) a Štrba (obr. 5).

Opisovaný sediment sa volá „machovkový sliež" (bryozoan marl) a jeho výskumu sa venuje osobitná pozornosť (Braga et al., 1994; Zágoršek, 1996).

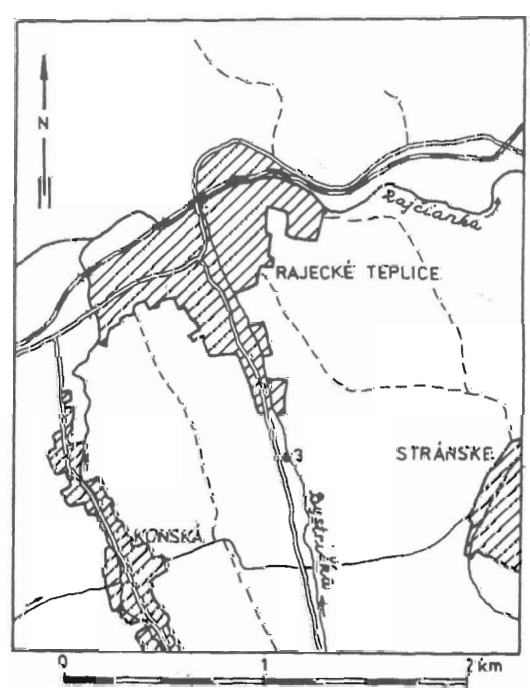
Skúmané lokality možno na základe štúdia veľkých foraminifer vekovo zaradiť do vrchného oecénu - priabónu (Köhler, 1966; Gross a Köhler, 1980).

Poznámky k morfológii koilostegných machoviek

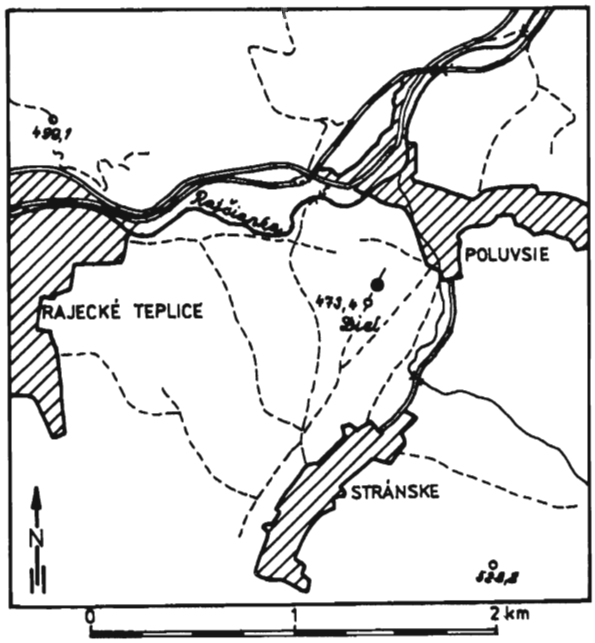
V tejto štúdii používame Basslerovu terminológiu (1953) v Gordonovej (osobná informácia) modifikácii.

Machovky patriace do divízie *Coilostega* predstavujú evolučne vyššie organizované druhy ako membraniporiformné machovky.

Zoáriá sa tak ako pri všetkých zástupcoch podradu *Anasca* Levinsen, 1909 skladajú zo zooécií s frontálnou stenou tvorenou nekalcifikovanou frontálnou membránou. Okraje membrány sú kalcifikované a niekedy vytvárajú murálnu obrubu. Pod frontálnou membránou je výrazná kalcifikovaná plocha - kryptocysta. Tá chráni vnútorné orgány lepšie ako nekalcifikovaná frontálna mem-



Obr. 1. Geografická pozícia lokality Rajecké Teplice - • 3.
Fig. 1. Geographical position of locality Rajecké Teplice - • 3.



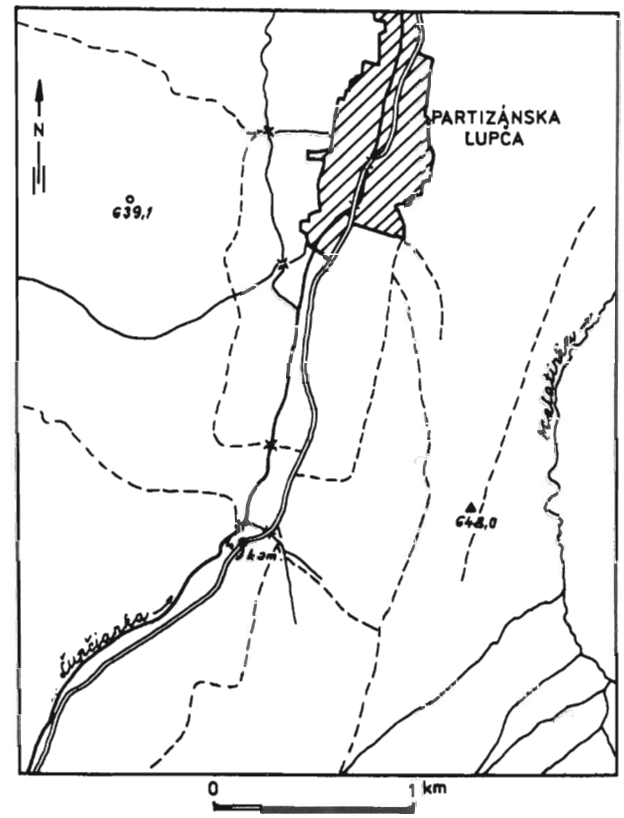
Obr. 2. Geografická pozícia lokality Poluvsie - •.
Fig. 2. Geographical position of locality Poluvsie - •.

brána membraniporiformných zástupcov. Vo väčšine rodov je hladká, často aj perforovaná veľkými pórmi a veľmi zriedka granulovaná.

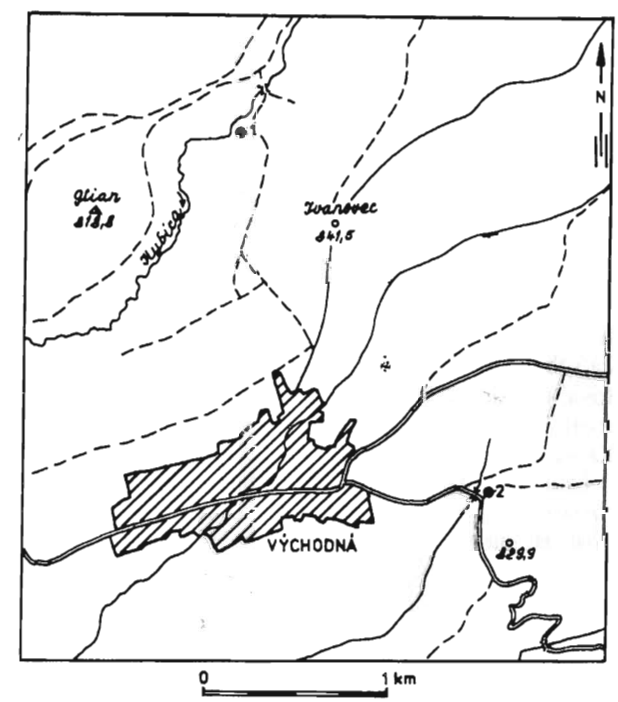
Priestor medzi pružnou membránou a kryptocystou slúžil ako hydrostatický orgán, pomocou ktorého zooid dýchal a vysúval tykadlá. Frontálnou membránou pohybovali laterálne svaly prechádzajúce cez kryptocystu. Pri primitívnejších zástupcoch divízie *Coilostega* laterálne svaly prebiehajú po bokoch otvoru (orifice), ktorý je v tých miestach výrazne vykrojený (napríklad pri rode *Onychocella*). Pri dokonalejších zástupcoch kryptocystu perforujú dva výrazné veľké póry, tzv. opeziuly (napríklad rody *Calpensia* a *Steginoporella*). Opeziuly sú zväčša rovnako veľké, ale niekedy môže byť jedna väčšia ako druhá. Gymnocysta je kalcifikovaná časť zooécia ležiaca proximálne od frontálnej membrány. Pri zástupcoch *Coilostega* je zväčša málo vyvinutá a často úplne chýba.

Priestor medzi distálnym okrajom kryptocysty a najdistálnejším koncom zooécia sa volá otvor (orifice), ale niektorí autori používajú aj termín opézium alebo ústie (aperture). Termíny opézium, otvor a ústie sa doteraz nepoužívajú jednotne.

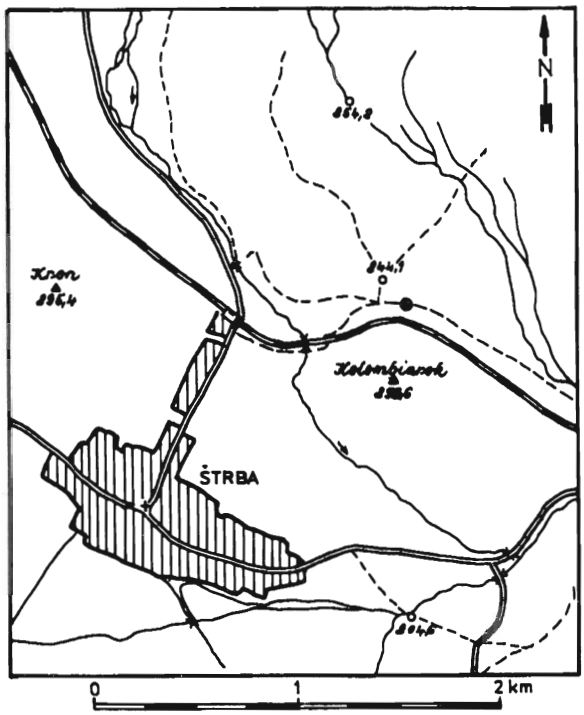
Za opézium sa zväčša pokladá otvor ohraničený laterálnymi stenami zooécia, ktorý za života zooida pokrývala nekalcifikovaná frontálna membrána. Zooéciá s opéziom potom vo fosílnom stave vyzerajú tak, ako keby nemali frontálnu stenu. Pod opéziom často leží kryptocysta, ktorá - ak je mohutná - môže vytvárať dojem frontálnej steny. Potom sa priestor medzi distálnym okrajom kryptocysty a distálnym koncom zooécia volá otvor (orifice). Proximálny okraj otvoru je teda jasne definovaný a zachovaný aj vo fosílnom stave, ale často nie je najexternejšou časťou zooécia. Tá môže ležať nad otvorom a môže ju tvoriť ne-



Obr. 3. Geografická pozícia lokality Partizánska Ľupča - • 4.
Fig. 3. Geographical position of locality Partizánska Ľupča - • 4.



Obr. 4. Geografická pozícia lokality Hybica a Východná - • 1 - Hybica, • 2 - Východná.
Fig. 4. Geographical position of localities Hybica and Východná - • 1 - Hybica, • 2 - Východná.



Obr. 5. Geografická pozícia lokality Štrba - *.
Fig. 5. Geographical position of locality Štrba - *.

kalcifikovaná membrána. Ak má zooécium pravú kalcifikovanú frontálnu stenu, potom sa priestor medzi distálnym okrajom frontálnej steny a distálnym koncom zooécia volá ústie (apertúra). Apertúra teda predstavuje najexternejšiu časť priestoru, cez ktorý sa vysúvali tykadlá zo živého zooida. Ústie môže ležať aj na vyvýšenej trubici (peristóm) vysoko nad frontálnou stenou. Ak nie je istota, či ide o najexternejšiu časť zooécia, treba namiesto termínu ústie (aperture) radšej používať termín otvor (orifice). Takto definované termíny by sa nemali zamieňať. Preto pri opise druhov divízie Coilostega používame termín otvor (orifice).

Za života zooida slúžil otvor (orifice) na vysúvanie tykadiel a za života zoária ho čiastočne chránilo aj viečko, ale to sa nezachováva. Tykadlá sa vysúvali stlačením frontálnej membrány laterálnymi svalmi, čím sa zvyšoval hydrostatický tlak v zooéciu, a tak ich pomáhal vysúvať.

Zooéciá často obsahujú veľké intrazooeciálne avikulária, ktoré sa niekedy volajú onychocelárią (najmä pri rode *Onychocella*), inokedy B-zooéciá (najmä pri druhoch rodu *Steginoporella*). Zriedka sa vyskytuje aj prídavné drobné avikulárią ležiace vedľa otvoru (orifice).

Onychocelárią majú zväčša kvapkovitý tvar so špicatým zobákom. Mandibulu tvorila nekalcifikovaná membrána. Otvor (orifice) onychocelárií je oválny a prevažne veľmi veľký.

Pri rode *Steginoporella* sa rozlišujú tzv. A-zooéciá a B-zooéciá. A-zooéciá sú synonymom autozooécií a B-zooéciá sú intrazooeciálne avikulárią, ktoré sa celkovo veľmi podobajú autozooéciám, len distálnu časť nad otvorom (orifice) majú výrazne zväčšenú. Túto plochu pokladáme za homologickú so zobákom avikulária. Mandibula sa v tomto prípade tvorila kalcifikovaným viečkom. Funkcia B-zooécií bola najmä obranná.

Ovicely sú hyperstomiálne alebo endozooeciálne. Hyperstomiálne ovicely ležia distálne od otvoru (orifice) materského zooécia, sú zväčša guľaté, drobné a s hladkou frontálnou stenou.

Endozooeciálne ovicely ležia medzi autozooéciami a ich materské zooécium nemožno jednoznačne určiť. Sú rovnako veľké ako autozooéciá, ale majú pravú frontálnu stenu, t. j. ich frontálna membrána kalcifikuje a je často silne pórovitá. Majú pravé ústie (apertúru), ktoré je drobné, oválne, bez opeziul alebo výrezov pre laterálne svaly. Endozooeciálna ovicela je typická pre rod *Vibracella*.

Pri zástupcoch divízie Coilostega sa zriedka vyskytujú vibrakuloéciá. Sú to heterozooéciá podobné avikuláriám, ale ich mandibula sa zmenila na dlhú pružnú obrvu (seta). Pohybom obrvy sa víri voda v okolí zoária, čo pomáha tykadlám pri zhromažďovaní potravy. Pohyb obrvy udržiava aj stabilitu zoáriu. Vibrakuloéciá s mohutne vyvinutou obrvou môžu mať aj obrannú funkciu.

Väčšina koilostegných machoviek si vytvára vzpriamené zoáriá, ale sú aj povliekavé rastové typy. Zriedka sa vyskytujú voľne zoáriá (napríklad rodu *Smittipora*). Voľné zoáriá obývajú plytké litorálne časti šelfu s tvrdým dnom, na ktorom voľne ležia alebo sa aktívne pohybujú. Orgánmi lokomócie sú v takomto prípade najmä vibrakuloéciá, ale aj avikuláriá.

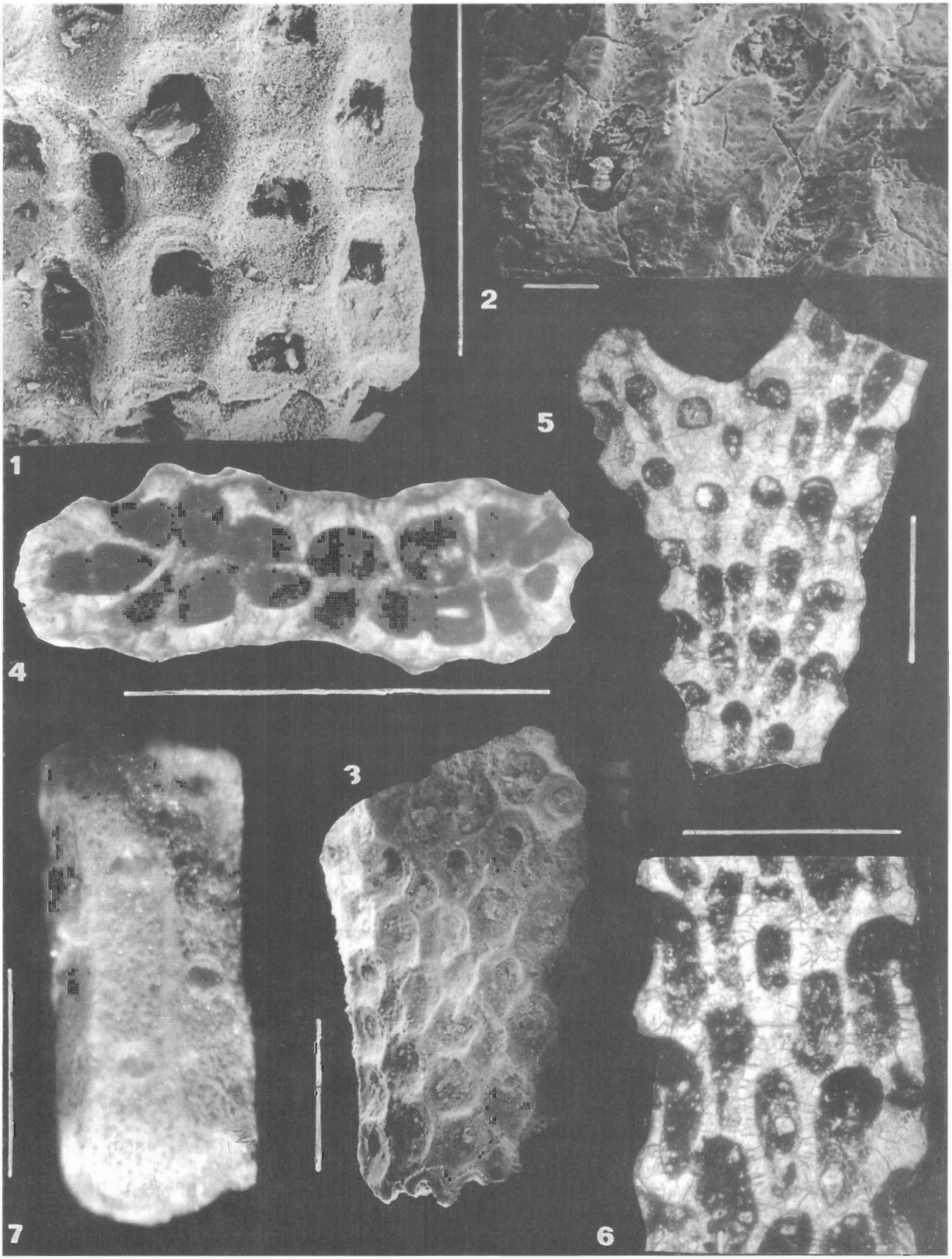
Najdôležitejšie taxonomické znaky sú: celkový tvar zooécií, tvar a umiestnenie ovicely voči materskému zooéciu a štruktúry prítomné na ovicele. Keď ovicela chýba, čo býva často, potom sa treba orientovať na štruktúru kryptocysty, tvar opeziul a na prítomnosť, tvar a umiestnenie avikulárií.

Systematika

Trieda *Gymnolaemata* Allman, 1896
Rad *Cheilostomata* Busk, 1852
Podrad *Anasca* Levinsen, 1909
Divízia *Coilostega* Levinsen, 1902
Čeľaď *Onychocellidae* Jullien, 1881
Rod *Onychocella* Jullien, 1882

Onychocella subpyriformis (d'Archiac, 1846)
(fototab. I, obr. 1 - 6)

1848 *Eschara excavata* sp. n. - Reuss, p. 72, Pl. 8, Fig. 36
1869 *Vincularia geometrica* sp. n. - Reuss, p. 276, Pl. 33, Fig. 16
1869 *Membranipora angulosa* sp. n. - Reuss, p. 253, Pl. 29, Fig. 9 - 10
1891 *Onychocella angulosa* (Reuss, 1869) - Waters, p. 9, Pl. 1, Fig. 20
1963 *Onychocella angulosa* (Reuss, 1869) - Braga, p. 23, Pl. 2, Fig. 5
1980 *Onychocella subpyriformis* (d'Archiac, 1846) - Braga, p. 46, Fig. 29, 30
1988 *Onychocella subpyriformis* (d'Archiac, 1846) - Braga & Barbin, p. 516, Pl. 5, Fig. 2 - 4


1
2
3
4
5
6
7

Materiál: Viac ako 20 veľkých fragmentov zoárií. Tento druh patrí v eocénnych machovkových asociáciách Západných Karpát medzi dominantné druhy.
Diagnóza: Zoáriá veľké (dĺžka môže byť až 3 mm), často dichotomicky vetvené, vzpriamené, multilamelárne, s kruhovým až silne oválnym prierezom. Zooéciá predĺžené hexagonálne až oválne, s hladkou kryptocystou. Murálna obruba tenká a hladká. Otvor (orifice) veľký, oválny, na distálnom okraji po bokoch typicky vykrojený, niekedy distálne zúžený. Onychocelárium veľké, s oválnym otvorom (orifice) a so silne zahnutým, distálne orientovaným zobákom.
Rozmery (v μm): dĺžka zooécia (Dz): 439 - 509, šírka zooécia (Šz): 281 - 295, dĺžka onychocelária (Do): 474 - 485, šírka onychocelária (Šo): 263 - 274.
Poznámky: Tento druh sa vyznačuje veľkou variabilitou tvaru zoárií, ale aj zooécií. Podľa Braga (1991, tab. 1) holotypy druhu *Eschara excavata* Reuss, 1848, *Vincularia geometrica* Reuss, 1869 a *Membranipora angulosa* Reuss, 1869 patria druhu *Onychocella subpyriformis* (d'Archiac, 1846).

Tento druh možno určiť aj na základe vhodných výbrusov. Typickým znakom pozorovateľným vo výbruse sú veľmi hrubé laterálne steny zoária, často silne pórovité, ďalej najmä výrazná kryptocysta ohraničená hrubou murálnou obrubou a polmesiačikovitý tvar otvoru (orifice). Takéto druhové určenie však môže byť zavádzajúce v oblastiach, kde sa vyskytujú aj iné druhy rodu *Onychocella.*
Výskyt: Všetky študované lokality.
Rozšírenie: Eocénne až oligocénne sedimenty mediteránnej oblasti (Taliansko) a priabónske sedimenty Karolíny (USA). Žije až dodnes.

Genus *Smittipora* Jullien, 1881

Smittipora grandiconis sp. n.
(fototab. II, obr. 1 - 5, fototab. IV, obr. 3)

Diagnóza: Zoáriá voľné, povliekavé, zriedka unilamelárne, vytvárajúce veľmi veľké kónické kolónie. Zooéciá oválne, s hladkou a širokou kryptocystou. Murálna obruba tenká a hladká. Otvor (orifice) veľký, oválny, na distálnom okraji po bokoch typicky vykrojený. Onychocelárią časté, širšie v distálnej časti ako v proximálnej, kde sa končia veľmi špicatým zobákom. Dorzálna stena zoária hrboľatá, tvorená dorzálnymi stenami zooécií.
Holotyp: Exemplár zobrazený na fototab. II, obr. 1 a 2, uložený v Slovenskom národnom múzeu v Bratislave pod číslom SNM/Z-21 969.
Paratypy: 9 exemplárov z Východnej, uložené sú v Slovenskom národnom múzeu v Bratislave pod číslom SNM/Z-21970 až SNM/Z-21 978.
Derivatio nominis: podľa tvaru zoária - veľké kužele.
Locus typicus: kalkarenit z Východnej.
Stratum typicum: Eocén - priabón.
Rozmery (v μm): Dz: 465 - 584; priemerne (x) = 510. Šz: 225 - 362; x = 304. Do: 590 - 691; x = 657. Šo: 250 - 334; x = 368.
Opis: Zoáriá unilamelárne alebo povliekavé, často tvoria veľmi veľké kužeľovité kolónie s priemerom až 35 mm. Frontálna strana zoária je zo zooécií, ktoré netvoria pravidelné rady. Zooéciá predĺžené, hexagonálne až oválne, s hladkou plochou a širokou kryptocystou. Murálna obruba tenká, hladká. Otvor (orifice) veľký, oválny, na proximálnom okraji po bokoch typicky mierne vykrojený pre laterálne svaly, niekedy distálne mierne zúžený. Intrazooeciálne avikulárium (=onychocelárium) často prítomné medzi autozooéciami, široké ako autozooécium, dlhé asi ako dve autozooéciá. Onychocelárium vždy oválne na distálnej strane a veľmi špicatý zobák na proximálnej strane. Zobák môže byť zriedka miestami laterálne ohnutý. Onychocelária sú častejšie na okrajoch zoária ako v jeho centre. Ovicela sa nespozorovala.

Dorzálnu stenu zoária tvoria dorzálne steny zooécií, je mierne konvexne klenutá, ryhovaná, ale bez pórov.
Porovnanie: Druhu *Smittipora grandiconis* sp. n. sa najviac podobá druh *Smittipora (=Rectonychocella) bilamellaria* (Canu and Bassler, 1920), ktorý má podobný tvar autozooécií, ale onychocelária sú otočené na opačnú stranu (t. j. zobák vybieha dorzálnym smerom a je podstatne menší).

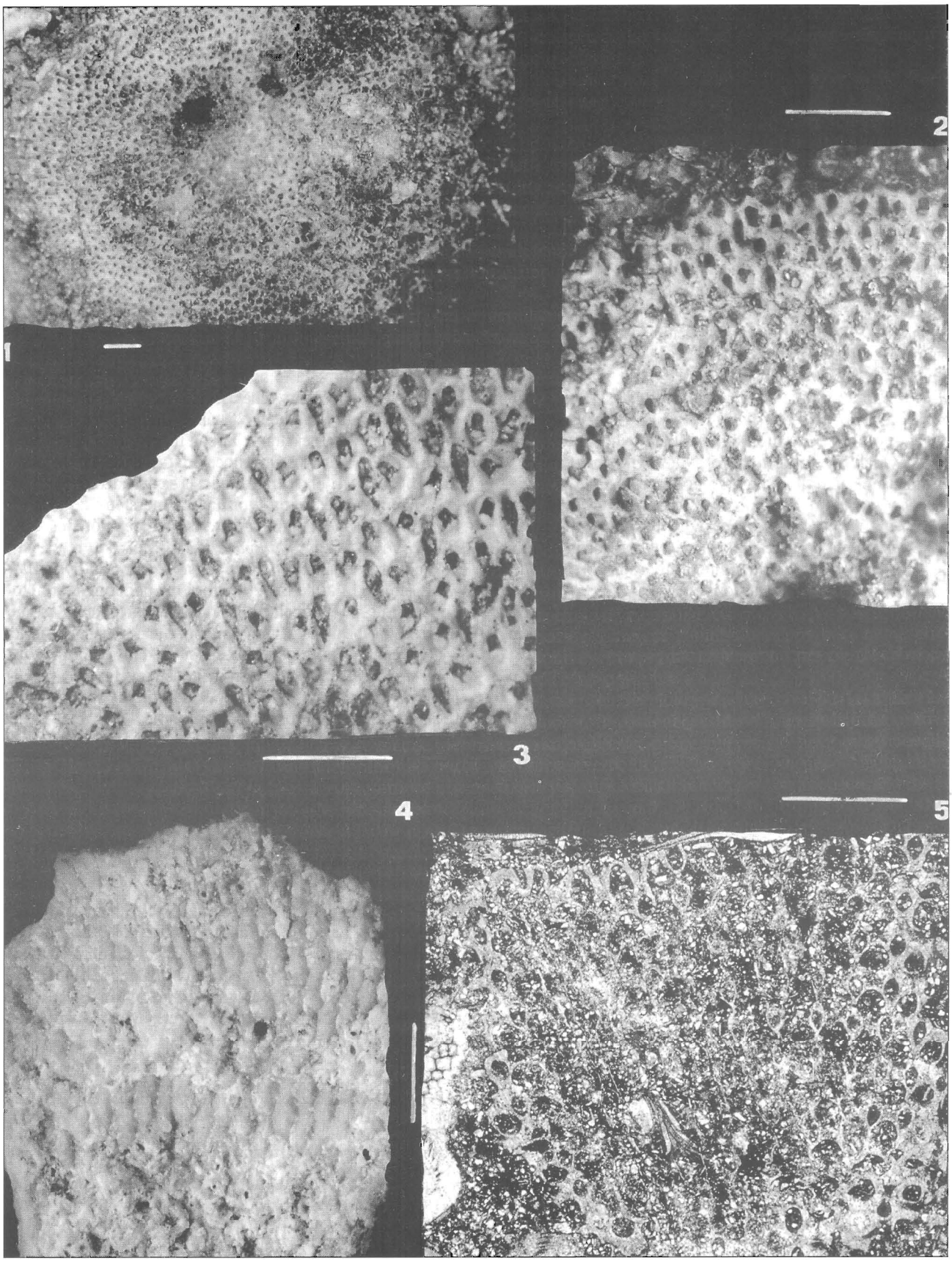
Onychocella angulosa (Reuss, 1847) a *Smittipora (=Rectonychocella) elliptica* (Canu and Bassler, 1920) majú podstatne menšie autozooéciá aj onychocelária, ktoré sa takisto zužujú dorzálnym smerom.
Výskyt: Východná, priabón.

Smittipora tenuis (Canu & Bassler, 1920)
(fototab. III, obr. 1 - 3)

1920 *Rectonychocella tenuis* sp. n. - Canu and Bassler, p. 211, Pl. 33, Fig. 4 - 6

Materiál: 16 fragmentov voľných alebo povliekavých zoárií.
Diagnóza: Zoáriá voľné alebo povliekavé. Zoáriá povliekali substráty, ktoré sa fosilizáciou nezachovali (napríklad stielka rias). Zooéciá veľmi úzke, dlhé, s úzkym otvorom (orifice). Otvor veľký, oválny, s mierne vykrojeným proximálnym okrajom. Murálna obruba

◀ Tab. I. 1 - *Onychocella subpyriformis* (d'Archiac, 1846), Rajecké Teplice, 2 - *Onychocella subpyriformis* (d'Archiac, 1846), Hybica (úsečka predstavuje 0,1 mm), 3 - *Onychocella subpyriformis* (d'Archiac, 1846), Hybica, 4 - *Onychocella subpyriformis* (d'Archiac, 1846), rez kolmý na os rastu zoária, Hybica, 5 - *Onychocella subpyriformis* (d'Archiac, 1846), rez rovnobežný s osou rastu zoária, Hybica, 6 - *Onychocella subpyriformis* (d'Archiac, 1846), detail rezu rovnobežného s osou rastu zoária, Hybica, 7 - *Calpensia gracilis* (Münster in Goldfuss, 1826), Rajecké Teplice. Úsečka predstavuje 1 mm (okrem obr. 2).
Pl. I. 1 - *Onychocella subpyriformis* (d'Archiac, 1846), locality Rajecké Teplice, 2 - *Onychocella subpyriformis* (d'Archiac, 1846), locality Hybica (scale bar 0.1 mm), 3 - *Onychocella subpyriformis* (d'Archiac, 1846), locality Hybica, 4 - *Onychocella subpyriformis* (d'Archiac, 1846), transverzal section, locality Hybica, 5 - *Onychocella subpyriformis* (d'Archiac, 1846), longitudinal section, locality Hybica , 6 - *Onychocella subpyriformis* (d'Archiac, 1846), detail of transverzal section, locality Hybica, 7 - *Calpensia gracilis* (Münster in Goldfuss, 1826), locality Rajecké Teplice. Scale bar 1 mm (except Fig. 2).


1
2
3
4
5

nevýrazná, hladká. Kryptocysta slabo vyvinutá, hladká. Onychocelária dlhé, úzke, so slabo zašpicateným zobákom smerujúcim distálne.
Rozmery (v μm): Dz: 684 - 692, Šz: 456 - 464, Do: 877, Šo: 281.
Poznámky: Všetky druhy rodu *Rectonychocella* patria do rodu *Smittipora* (Bassler, 1953).
Výskyt: Partizánska Ľupča.
Rozšírenie: Eocénne až oligocénne sedimenty v oblasti Mississippi (Florida, Alabama, USA).

Familly *Microporidae* Hincks, 1880
Genus *Rosseliana* Jullien, 1888

Rosseliana rosselli (Audouin, 1826)
(fototab. III, obr. 6)

1869 *Membranipora deplanata* sp. n. - Reuss, p. 263, Pl. 29, Fig. 12
1891 *Membranipora rosselii* (Audouin, 1826) - Waters, p. 12, Pl. 2, Fig. 1 - 2
1953 *Rosseliana rosselii* (Audouin, 1826) - Bassler, p. G171, Fig. 130A
1988 *Rosseliana rosselii* (Andouin, 1826) - Braga & Barbin, p. 517, Pl. 6, Fig. 4

Materiál: 4 zoáriá povliekajúce iné vzpriamené zoáriá.
Diagnóza: Zoáriá povliekavé, zaberajúce malú plochu, zväčša menej ako 5 zooécií tvorí jedno zoárium. Zooéciá oválne, rastúce v pravidelných radoch. Otvor (orifice) polkruhovitý až oválny, s výraznými záhybmi - opeziulami. Kryptocysta výrazná, veľmi dobre vyvinutá, mierne konvexne klenutá, silne granulovaná. Kryptocystu miestami slabo perforujú veľmi drobné póry. Murálna obruba tenká, hladká, výrazne oddelená od kryptocysty úzkou brázdou. V proximálnom úseku zooécia murálna obruba často chýba. Opeziuly veľmi drobné, nedostatočne pozorovateľné, Gymnocysta veľmi malá, hladká, bez avikulárií.
Rozmery (v μm): Dz: 316 - 351, Šz: 211 - 281.
Výskyt: Hybica.
Rozšírenie: Eocénne sedimenty alpsko-karpatskej oblasti (Taliansko, Rakúsko) a žije až dodnes v mediteránnej oblasti.

Vibracella trapezoidea (Reuss, 1848)
(fototab. III, obr. 4)

1848 *Cellepora trapezoidea* sp. n. - Reuss, p. 96, Pl. 2, Fig. 21
1869 *Flustrellaria trapezoidea* (Reuss, 1848) - Reuss, p. 168, Pl. 29, Fig. 14
1891 *Vibracella trapezoidea* (Reuss, 1848) - Waters, p. 11, Pl. 1, Fig. 23
1963 *Vibracella trapezoidea* (Reuss, 1848) - Braga, p. 24, Pl. 2, Fig. 6 - 7
1980 *Vibracella trapezoidea* (Reuss, 1848) - Braga, p. 46, Fig. 8
1988 *Vibracella trapezoidea* (Reuss, 1848) - Braga & Barbin, p. 518, Pl. 6, Fig. 1

Materiál: 6 exemplárov z Partizánskej Ľupče a 3 z Východnej.
Diagnóza: Zoáriá voľné alebo povliekavé. Zooéciá trojuholníkového až nepravidelne štvoruholníkového tvaru. Otvor (orifice) malý, oválny, s typicky vykrojenými rohmi. Murálna obruba nevýrazná, veľmi úzka. Kryptocysta dobre vyvinutá, hladká, mierne konkávne klenutá. Onychocelárium malé, oválne, s drobným otvorom (orifice). Ovicela endozooeciálna približne rovnako veľká ako zooécium. Frontálna stena ovicely je mierne konvexne klenutá, pórovitá, s drobnými pórmi.
Rozmery (v μm): Dz: 538 - 730, Šz: 461 - 615, Do: 462 - 577, Šo: 269 - 385, D-ovicely: 652 - 730, Š-ovicely: 538 - 565.
Poznámky: Typickým znakom druhu *Vibracella trapezoida* (Reuss, 1948) je tvar a veľkosť intrazooeciálnej ovicely, ktorej frontálnu stenu perforujú drobné póry.
Výskyt: Partizánska Ľupča, Štrba.
Rozšírenie: Veľmi rozšírený druh v alpsko-karpatskej oblasti v eocéne až oligocéne.

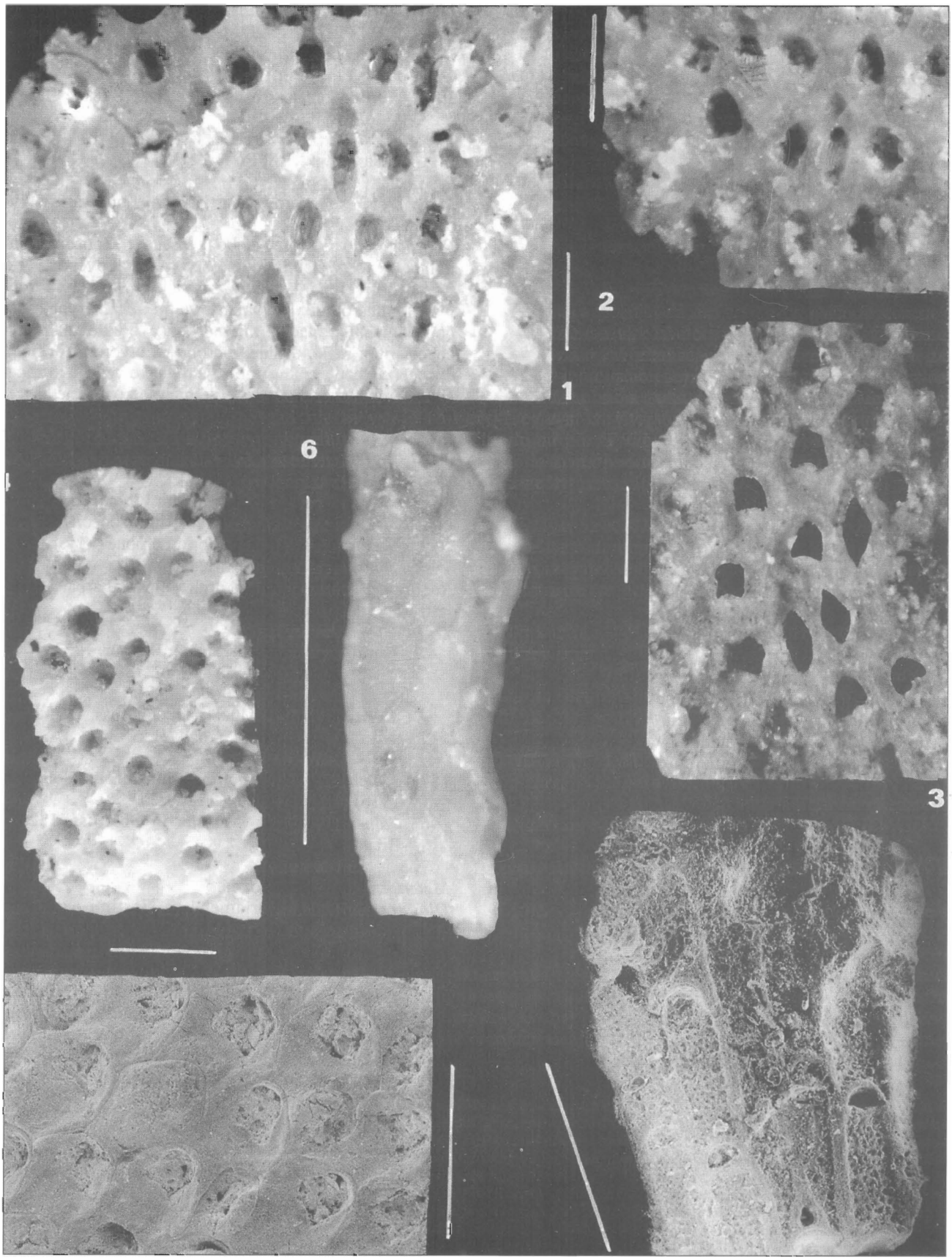
Family *Calpensiidae* Canu & Bassler, 1923
Genus *Calpensia* Jullien, 1888

Calpensia gracilis (Münster in Goldfuss, 1826)
(fototab. I, obr. 7)

1874 *Membranipora gracilis* (Münster in Goldfuss, 1826) - Reuss, p. 184, Pl. 10, Fig. 5 - 7
1963 *Calpensia gracilis* (Münster in Goldfuss, 1826) - Braga, p. 25

Materiál: 3 poškodené zoáriá.
Diagnóza: Zoáriá vzpriamené so šiestimi axiálnymi radmi zooécií vedľa seba. Zooéciá pravidelného obdĺžnikového tvaru s výraznými širokými hladkými lateráluymi stenami. Kryptocysta plochá, silne pórovitá. Otvor (orifice) oválny, laterálne mierne sa zužujúci, niekedy na proximálnom okraji plochý. Opeziuly ležia tesne pod otvorom, po jeho bokoch, sú drobné, kruhovité, nevýrazné.
Rozmery (v μm): Dz: 719 - 754, Šz: 246 - 316.

◀ Tab. II. 1 - *Smittipora grandiconis* sp. n., celkový pohľad na holotyp, Východná, 2 - *Smittipora grandiconis* sp. n., holotyp, Východná, 3 - *Smittipora grandiconis* sp. n., paratyp, detail frontálnej strany zoária, Východná, 4 - *Smittipora grandiconis* sp. n., paratyp, detail dorzálnej strany zoária, Východná, 5 - *Smittipora grandiconis* sp. n., rez cez zoárium, Východná. Úsečka predstavuje 1 mm.
Pl. II. 1 - *Smittipora grandiconis* sp. n., general view of holotypus, locality Východná, 2 - *Smittipora grandiconis* sp. n., holotypus, locality Východná, 3 - *Smittipora grandiconis* sp. n., paratypus, detail of frontal side of zoarium, locality Východná, 4 - *Smittipora grandiconis* sp. n., paratypus, detail of dorzal side of zoarium, locality Východná, 5 - *Smittipora grandiconis* sp. n., longitudinal section, locality Východná. Scale bar 1 mm.


1
2
3
6

Poznámky: Od druhu *Calpensia polysticha* (Reuss, 1848) sa opisovaný druh odlišuje najmä pravidelným usporiadaním zooécií v zoáriu, výrazne menšou šírkou zooécií a drobnejšími, nevýraznými opeziulami.
Výskyt: Rajecké Teplice a Východná.
Rozšírenie: Tento druh patrí medzi vzácnejšie, vyskytuje sa v eocéne v alpskej oblasti (Taliansko).

Calpensia hexagona Zágoršek, 1994
(fototab. IV, obr. 1, 2, 4)

1994 *Calpensia hexagona* sp. n. - Zágoršek, p. 368, Fig. 6a, b, d, f

Materiál: Viac ako 20 exemplárov najmä z Hybice.
Diagnóza: Zoáriá drobné, zložené z viac ako 5 zooécií, povliekajúce zväčša pevné zoáriá iných machoviek. Zooéciá pravidelne hexagonálne, pri vzájomnej interakcii mierne deformované. Murálna obruba tenká, hladká, mierne vyvýšená nad kryptocystou. Kryptocysta plochá, silne pórovitá, s veľkými pórmi. Opeziuly malé, nerovnako veľké, častejšie je ľavá opeziula väčšia ako pravá. Ovicela pravdepdobne hyperstomiálna. Avikulária sa nenašli.
Rozmery (v μm): Dz = 526 - 491, Šz = 281 - 316.
Poznámky: Aj napriek tomu, že tento druh má ovicely, zaraďujeme ho do rodu *Calpensia*, pretože tvarom kryptocysty, murálnou obrubou a otvorom (orifice) do tohto rodu patrí.
Výskyt: Hybica a Partizánska Ľupča.
Rozšírenie: Eocén Západných Karpát.

Calpensia polysticha (Reuss, 1848)
(fototab. III, obr. 7)

1848 *Cellaria polysticha* sp. n. - Reuss, p. 61, Pl. 7, Fig. 33
1869 *Eschara polysticha* (Reuss, 1848) - Reuss, p. 269, Pl. 32, Fig. 33
1891 *Micropora polysticha* (Reuss, 1848) - Waters, p. 14, Pl. 2, Fig. 7
1980 *Calpensia polysticha* (Reuss, 1848) - Braga, p. 47, Fig. 33, 34
1988 *Calpensia polysticha* (Reuss, 1848) - Braga & Barbin, p. 518, Pl. 7, Fig. 5

Materiál: Viac ako 20 exemplárov, najmä zo Štrby.
Diagnóza: Zoáriá veľké, vzpriamené, multilamelárne, ploché. Zooéciá nepravidelne obdĺžnikového tvaru s veľmi širokou hladkou murálnou obrubou. Kryptocysta plochá, silne pórovitá, s veľkými pórmi. Otvor (orifice) oválny, s rovným proximálnym okrajom. Opeziuly prítomné zväčša v distálnej polovici zooécia, niekedy tesne pod otvorom (orifice). Avikuláriá neprítomné, nad zooéciom je zriedka drobné vibrakuloécium. Vibrakuloéciá trojuholníkového tvaru s centrálnou terminálnou kruhovitou apertúrou.
Rozmery (v μm): Dz: 964 - 1010, Šz: 393 - 428.
Poznámky: Od druhu *C. gracilis* (Münster in Goldfuss, 1826) sa opisovaný druh odlišuje podstatne širšou murálnou obrubou a väčšími pórmi na kryptocyste. Zoáriá druhu *C. gracilis* (Münster in Goldfuss, 1826) sú menšie a majú oválny prierez. Vibrakuloéciá druhu *Calpensia polysticha* (Reuss, 1848) doteraz neopísané, ale ich prítomnosť nevylučuje rodový opis (Bassler, 1953). Keďže vibrakuloéciá sú častejšie pri exemplároch zo Štrby a sú zoáriá, kde niektoré zooéciá majú vibrakuloéciá, iné nie, predpokladáme, že prítomnosť vibrakuloécií môže byť podmienená ekologicky. Ak jedinec žil na menej stabilnom substráte, mohol si na zvýšenie vlastnej stability vytvárať vibrakuloéciá.
Výskyt: Rajecké Teplice a Štrba.
Rozšírenie: Eocén až oligocén alpsko-karpatskej oblasti.

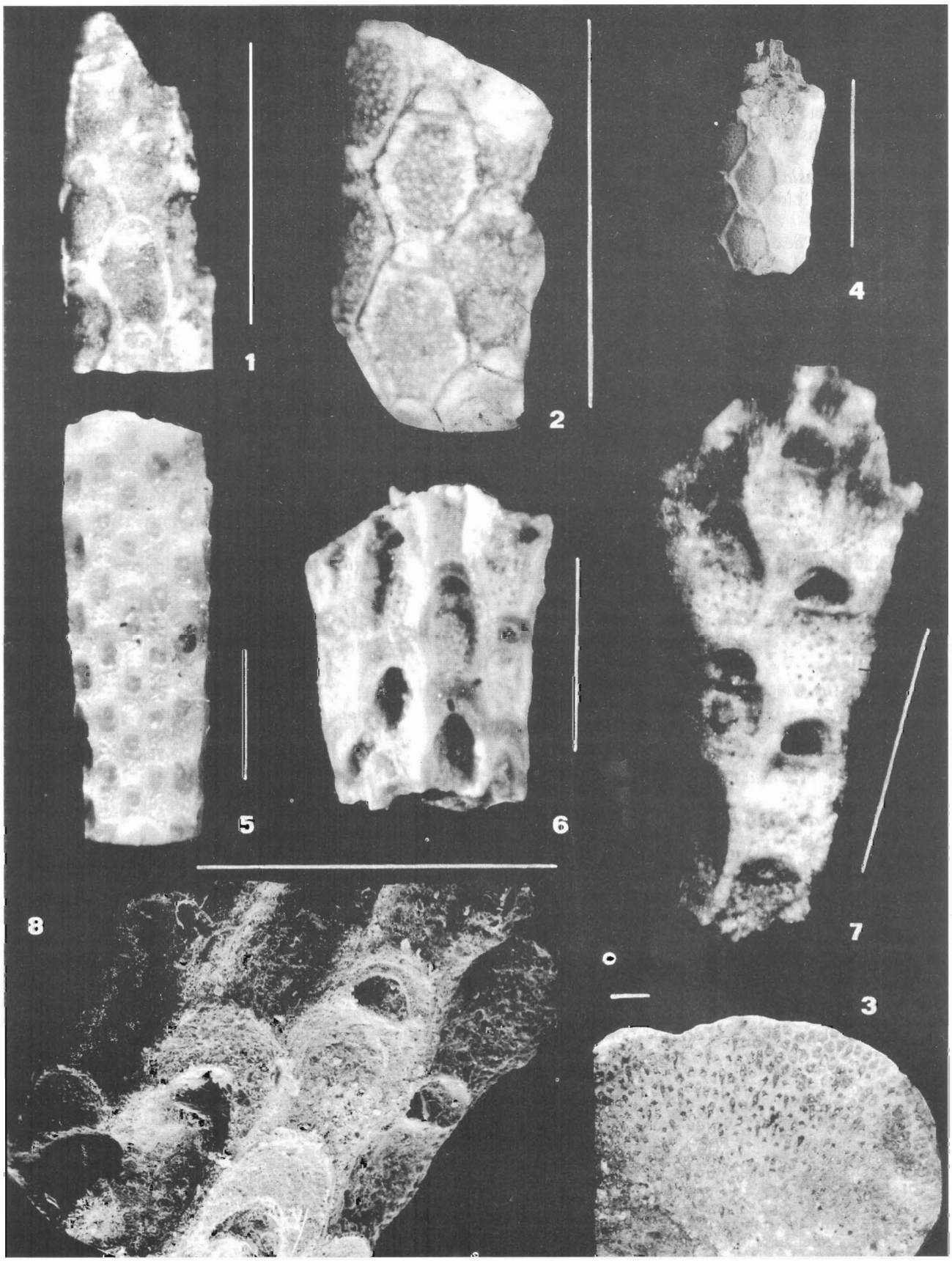
Family *Steginoporellidae* Bassler, 1953
Genus *Steginoporella* Smitt, 1873

Steginoporella haidingeri (Reuss, 1848)
(fototab. IV, obr. 6, 7)

1848 *Cellaria Haidingeri* sp. n. - Reuss, p. 60, Pl. 7, Fig. 30
1869 *Vincularia Haidingeri* (Reuss, 1848) - Reuss, p. 275, Pl. 33, Fig. 14 - 15
1979 *Steginoporella haidingeri* (Reuss, 1848) - Pouyet & David, p. 779, Pl. 1, Fig.1
1980 *Steginoporella haidingeri* (Reuss, 1848) - Braga, p. 48, Fig. 31 - 32
1988 *Steginoporella haidingeri* (Reuss, 1848) - Braga & Barbin, p. 519, Pl. 6, Fig. 9

Materiál: Viac ako 20 exemplárov, najmä z Hybice a Štrby.
Diagnóza: Zoáriá vzpriamené, multilamelárne, často dichotomicky vetvené, s kruhovitým až oválnym prierezom. A-zooéciá obdĺžnikového tvaru s výraznou hrubou murálnou obrubou a silne pórovanou kryptocystou. Otvor (orifice) polmesiačikovitý, proximálna strana otvoru rovná. Opeziuly veľmi drobné, veľké asi ako póry perforujúce kryptocystu, a preto ťažko identifikovateľné.

◀ Tab. III. 1 - *Smittipora tenuis* (Canu a Bassler, 1920), Partizánska Ľupča, 2 - *Smittipora tenuis* (Canu a Bassler, 1920), Partizánska Ľupča, 3 - *Smittipora tenuis* (Canu a Bassler, 1920), Partizánska Ľupča, 4 - *Vibracella trapezoidea* (Reuss, 1848), Partizánska Ľupča, 5 - *Vibracella trapezoidea* (Reuss, 1848), Mátyáshegy (Maďarsko), exemplár zaradený do fototabuľky ako ukážka morfologických znakov druhu, 6 - *Rosseliana rosselii* (Audouin, 1826), Hybica, 7 - *Calpensia polysticha* (Reuss, 1848), Rajecké Teplice, vibrakuloécium je zachované na najproximálnejšom zooéciu. Úsečka predstavuje 1 mm.
Pl. III. 1 - *Smittipora tenuis* (Canu and Bassler, 1920), locality Partizánska Ľupča, 2 - *Smittipora tenuis* (Canu and Bassler, 1920), locality Partizánska Ľupča, 3 - *Smittipora tenuis* (Canu and Bassler, 1920), locality Partizánska Ľupča, 4 - *Vibracella trapezoidea* (Reuss, 1848), locality Partizánska Ľupča, 5 - *Vibracella trapezoidea* (Reuss, 1848), locality Mátyáshegy (Hungary), specimen as an example of specific morphological features, 6 - *Rosseliana rosselii* (Audouin, 1826), locality Hybica, 7 - *Calpensia polysticha* (Reuss, 1848), locality Rajecké Teplice, vibraculoecium preserved on the most proximal zooecium. Scale bar 1 mm.


1
2
4
5
6
7
8
3

Opeziuly ležia najčastejšie tesne pod otvorom. B-zooéciá podstatne dlhšie ako A-zooéciá, ich kryptocysta tiež silne pórovaná. Otvor (orifice) polmesiačikovitý, s výrazne vykrojenými rohmi (t. j. nemajú opeziuly). Zobák veľký, plochý, hladký, často deformuje tvar susedných A-zooécií.

Rozmery (v μm): Da-zooéciá: 702 - 790, Ša-zooéciá: 404 - 368, Db-zooéciá: 895 - 1070, Šb-zooéciá: 406 - 439.

Poznámky: Exempláre, ktoré zobrazil Reuss (1848), majú o niečo dlhšie B-zooéciá, ale tento druh má veľkú variabilitu.

Výskyt: Jeden z dominantných druhov lokality Hybica a Štrba, zriedka sa vyskytuje aj v Partizánskej Ľupči a v Rajeckých Tepliciach.

Rozšírenie: Veľmi bežný druh v eocéne až oligocéne v mediteránnej a v alpsko-karpatskej oblasti.

Steginoporella cellariiformis Cheetham, 1963
(fototab. IV, obr. 5)

1979 *Steginoporella cellariiformis* Cheetham, 1963 - Ponye & David, p. 772, text-Fig. 3
1994 *Steginoporella* cf. *haidingeri* (Reuss, 1848) - Zágoršek, p. 370, Fig. 7d

Materiál: 7 korodovaných zoárií.

Diagnóza: Zoáriá vzpriamené, bilamelárne až multilamelárne s kruhovitým prierezom. Zooéciá malé, rastúce v pravidelných radoch, bežne okolo 6 vedľa seba. A-zooéciá pravidelne obdĺžnikového tvaru, s výraznou murálnou obrubou a s veľmi veľkým štvorcovým otvorom (orifice). Kryptocysta plochá, silne pórovitá, s 8 až 10 pórmi. Opeziuly veľmi malé, menšie ako póry na kryptocyste, ležia tesne pod otvorom. B-zooéciá dlhšie ako A-zooéciá, ale približne rovnako široké. B-zooéciá majú plochú, pórovitú kryptocystu, otvor (orifice) s vykrojenými rohmi a úzky zobák. Povrch zobáka mierne granulovaný.

Rozmery (v μm): Da-zooéciá: 500 - 544; Ša-zooéciá: 246 - 293; Db-zooéciá: 614 - 740; Šb-zooéciá: 211 - 366.

Poznámky: Všetky exempláre sú veľmi zle zachované, preto sa pôvodné určenie (Zágoršek, 1994) nepotvrdilo, ale nálezy nových exemplárov, na ktorých sa identifikovali opeziuly, umožnili presnejšie určenie.

Originálny opis druhu *Steginoporella cellariiformis* Cheetham, 1963 nehovorí o granulácii zobáka B-zooécií, ale nazdávame sa, že tento znak je len vnútrodruhovou variáciou, resp. granuláciu spôsobila až sekundárne fosilizácia.

Výskyt: Partizánska Ľupča.

Rozšírenie: Eocén (priabón) na Floride (USA)

Poznámky k paleoekológii

V tejto štúdii je opísaných 10 druhov machoviek zo 6 lokalít na území Slovenska.

Jednoznačne prevládajú vzpriamené druhy: *Onychocella subpyriformis* (d'Archiac, 1846), *Calpensia gracilis* (Münster in Goldfuss, 1826), *Calpensia polysticha* (Reuss, 1848), *Steginoporella haidingeri* (Reuss, 1848) a *Steginoporella cellariiformis* Cheetham, 1963, nad voľnými: *Vibracella trapezoidea* (Reuss, 1848), *Smittipora tenuis* (Canu and Bassler, 1920) a *Smittipora grandiconis* sp. n., a povliekavé druhy: *Rosseliana rosselii* (Audouin, 1826) a *Calpensia hexagona* Zágoršek, 1994.

Najhojnejšími a súčasne aj najrozšírenejšími druhmi sú *Onychocella subpyriformis* (d'Archiac, 1846) a *Steginoporella haidingeri* (Reuss, 1848), ktoré majú typické vzpriamené typy zoárií.

Voľné rastové typy zoárií sa vyskytovali len vo Východnej a v Partizánskej Ľupči. Voľné zoáriá sú typické pre litorálne až sublitorálne časti mora s pevným dnom, na ktorom machovky voľne ležali. Podľa toho možno predpokladať, že sedimenty odkryté na týchto lokalitách mohli vznikať v plytkých častiach mora. Tomu zodpovedá aj veľmi bohatá fauna veľkých foraminifer.

Vzpriamené rastové typy zoárií prevládajú v hlbších častiach mora, pričom povliekavé rastové typy sú typické pre plytké až litorálne pásmo (McKinney and Jackson, 1988).

Na lokalite Hybica a Štrba jednoznačne dominujú vzpriamené rastové typy zoárií, čo môže indikovať neritickú hĺbku pôvodného sedimentačného prostredia. Dá sa predpokladať, že pôvodný životný priestor machovkových asociácií lokality Hybica a Štrba bol na hrane šelfu (Zágoršek, 1996). Odtiaľ sa potom mohol čiastočne spevnený sediment obsahujúci aj plytkovodnejšie zoáriá (povliekavé druhy machoviek) machoviek transportovať do hlbších častí panvy. Ale celková interpretácia paleoprostredia sa bude môcť navrhnúť až po komplexnom paleontologickom výskume.

Poďakovanie. Za cenné informácie, oboznámenie s lokalitami a za pripomienky k výsledkom ďakujem RNDr. E. Köhlerovi, CSc., z Geologického ústavu SAV v Bratislave.

Terénny výskum a SEM mikroskopia sa čiastočne hradili z grantu AAPG (Grant-in-Aid 582-12-01).

Zároveň ďakujem všetkým technickým spolupracovníkom za pomoc pri príprave tejto štúdie.

◀ Tab. IV. 1 - *Calpensia hexagona* Zágoršek, 1994, Hybica, 2 - *Calpensia hexagona* Zágoršek, 1994, Hybica, 3 - *Smittipora grandiconis* sp. n., Východná, 4 - *Calpensia hexagona* Zágoršek, 1994, Hybica, 5 - *Steginoporella cellariiformis* Cheetham, 1963, Partizánska Ľupča, 6 - *Steginoporella haidingeri* (Reuss, 1848), Partizánska Ľupča, 7 - *Steginoporella haidingeri* (Reuss, 1848), Rajecké Teplice, 8 - *Steginoporella haidingeri* (Reuss, 1848), Hybica, dve B-zooéciá viditeľné v centrálnej časti. Úsečka predstavuje 1 mm.

Pl. IV. 1 - *Calpensia hexagona* Zágoršek, 1994, locality Hybica, 2 - *Calpensia hexagona* Zágoršek, 1994, locality Hybica, 3 - *Smittipora grandiconis* sp. n., locality Východná, 4 - *Calpensia hexagona* Zágoršek, 1994, locality Hybica, 5 - *Steginoporella cellariiformis* Cheetham, 1963, locality Partizánska Ľupča, 6 - *Steginoporella haidingeri* (Reuss, 1848), locality Partizánska Ľupča, 7 - *Steginoporella haidingeri* (Reuss, 1848), locality Rajecké Teplice, 8 - *Steginoporella haidingeri* (Reuss, 1848), locality Hybica, two B-zooecia visible in the central part of zoarium. Scale bar 1 mm.

Literatúra

Bassler, R. S., 1953: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part G Bryozoa. *Univ. Kansas press, 253.*

Braga, G., 1963: I Briozoi del Terziario Veneto. *Boll. Soc. paleont. ital., 2, 1, 16 - 55.*

Braga, G., 1980: In: Antolini, P. & Braga, G. & Finotti, F.: I Briozo dei dintorni di Rovereto. Monte Baldo settentrionale e Valle di Gresta. *Mus. Civ. Rovereto, 82, 1 - 103.*

Braga, G. & Barbin, V., 1988: Les Bryozoaries du Priabonien Stratotypique (Province Vicenza, Italie). *Rev. Paleobiol., 7, 2, 495 - 556.*

Braga, G., 1991: Reuss' collection of Cheilostome Bryozoans from Venetia stored in Natur-Historisches Museum Wien: A Proposed Revision. *In: Bigey: Bryozoa living and fossil. Bull. Soc. Sci. Nat. Ouest Fr., Mem. HS 1, 49 - 59.*

Braga, G., Kazmér, K. & Zágoršek, K., 1994: Comparison between Venetian and Western Carpathians late Eocene Bryozoan faunas. *Proceedings from Shallow Tethys, 4, 24 - 41.*

Canu, F. & Bassler, R. S., 1920: Nort American Early Tertiary Bryozoa. *Smith. Ins. US Nat. Mus. Bull., 106, 1 - 879.*

Gross, P. & Köhler, E. (Eds.), 1980: Geológia Liptovskej kotliny. *GÚDŠ Bratislava, 217.*

Köhler, E., 1966: Stratigrafia paleogénu Rajeckej a Turčianskej kotliny na základe veľkých foraminifer. *Geol. Práce, Zpr., 40, 55 - 63.*

McKinney, F. K. & Jackson, J. B. C., 1988: Bryozoan Evolution. *Unwin Hyman, Boston. 212.*

Pouyet, S. & David, L., 1979: Revision Systematique du genre Steginiporella Smitt, 1873 (Bryozoa, Cheilostomata). *Geobios (Lyon), 12, 763 - 817.*

Reuss, A. E., 1848: Die fossilen Polyparien des wiener Tertiärbeckens. Ein monographischer Versuch. *Naturwiss, Abh., 2, 1, 1 - 109.*

Reuss, A. E., 1869: Paläontologische Studien über die älteren Tertiärschichten der Alpen. 2) Die fossilen Anthozoen und Bryozoen der Schichtengruppe von Crosara. *Denkschr. k. Akad. Wiss., math. naturwiss. Kl. 29, 215 - 294.*

Reuss, A. E., 1874: Die fossilen Bryozoen des österreichisch - ungarischen Miozäns. *Denkschr. k. Akad. Wiss., math. naturwiss. Kl. 33, 141 - 190.*

Waters, A. W., 1891: North-Italian Bryozoa. *Quart. J. Geol. Soc. (London), 47, 1 - 34.*

Zágoršek, K., 1992: Priabonian (Late Eocene) Cyclostomata Bryozoa from the Western Carpathians (Czechoslovakia). *Geol. Carpath., 43, 4, 235 - 247.*

Zágoršek, K., 1994: Late Eocene (Priabonian) Cheilostomata (Bryozoa) from the Liptov Basin - Western Carpathians (Slovakia). *N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 193, 3, 361 - 382.*

Zágoršek, K., 1996: Eocénne membraniporiformné machovky (Bryozoa - Malacostega a Pseudomalacostega) zo Západných Karpát. *Mineralia Slov., 28, 120 - 128.*

Zágoršek, K. 1996: Paleoecology of the Eocene bryozoan marl in the Alpine-Carpathian region. *In: Gordon, D. P., Smith, A. M. & Grant-Mackie, J. A. (Eds): Bryozoans in space and time. National Institute of Water & Atmospheric Research, Wellington, 413 - 422.*

Eocene Coilostega Bryozoa from the Western Carpathians (Slovakia)

The paper is an addition of the former papers concerning Eocene bryozoa from the Western Carpathians (Zágoršek, 1992, 1994 and 1996).

Bryozoa from the division Coilostega have been studied from the six localities of the Western Carpathians in Slovakia: Rajecké Teplice, Poluvsie, Partizánska Ľupča, Hybica, Východná and Štrba. All localities are Priabonian in age.

Altogether nine known species have been determined and shortly described: *Onychocella subpyriformis* (d'Archiac, 1846), *Smittipora tenuis* (Canu and Bassler, 1920), *Rosseliana rosselii* (Audouin, 1826), *Vibracella trapezoidea* (Reuss, 1848), *Calpensia gracilis* (Münster in Goldfuss, 1826), *Calpensia hexagona* Zágoršek, 1994, *Calpensia polysticha* (Reuss, 1848), *Steginoporella haidingeri* (Reuss, 1848) and *Steginoporella cellariiformis* Cheetham, 1963.

One new species (*Smittipora grandiconis* sp. n.) have been erected.

Family *Onychocellidae* Jullien, 1881
Genus *Smittipora* Jullien, 1881

Smittipora grandiconis sp. n.
(fototab. II, obr. 1 - 5, fototab. IV, obr. 3)

Diagnosis: Zoaria incrusting, rarely free or unilamellar, forming large cone. Zooecia of typical onychocellid form. Cryptocyst wide in distal side. Onychocellaria abundant, wider in distal part than in proximal part, which ends with sharp spicule. Zoarial dorsal face is composed of zooecial dorsal walls.

Holotype: The specimen figured in Plate II, Figs. 1 a 2, deposited in the Slovak National Museum in Bratislava (SNM-B), under number SNM/Z - 21 969.

Paratype: 9 specimens from the Východná locality, deposited in the SNM-B under number SNM/Z - 21 970 to SNM/Z - 21 978.

Derivatio nominis: Due to its form: large cone

Locus typicus: calcarenite, locality Východná

Stratum typicum: Eocene - Priabonian.

Dimensions: (in micro meters = μm):

l_z = width of zooecium 225 - 362; x = 304

L_z = length of zooecium 465 - 584; x = 518

l_o = width of onychocellarium 250 - 334; x = 368

L_o = length of onychocellarium 590 - 691; x = 657.25

Description: Zoaria unilamellar, free or incrusting, large conical, with oval base (diameter of base about 35 mm). The upper side (frontal) of zoarium is formed by zooecia, which do not form regular rows. Zooecia onychocellid, hexagonal to oval, with smooth, wide cryptocyst. Orifice oval, slightly typically deformed on proximal corners. Lateral walls are formed by a narrow, smooth mural rim. Intrazooecial avicularium (=onychocellarium) is bimembranous, abundant, as wide as autozooecium, but two times longer. Onychocellarium is dilate on dorsal part, but tapering on proximal part. The proximal spine is rarely bent. Onychocelarium is more abundant on the margin of the zoarium, than in the central part of the zoarium.

The lower side of zoarium is formed by dorsal side of zooecia. It is slightly convex, smooth, and without pores.

Comparison: The most similar species of *Smittipora grandiconis* sp. n. is *Smittipora (=Rectonychocella) bilamellaria* (Canu and Bassler, 1920) in the shape of its autozooecia, but differs by onychocellaria; it has dilate onychocellaria on the proximal part and tapering on the dorsal part. *Onychocella angulosa* (Reuss, 1847) and *Smittipora (=Rectonychocella) elliptica* (Canu and Bassler, 1920) have smaller autozooecia and onychocellariain, and onychocellaria also tapering on the dorsal part.

Occurrence: Locality Východná, Priabonian.

The most dominant species is *Onychocella subpyriformis* (d'Archiac, 1846) in the bryozoan associations in the Western Carpathians, which have typical erect rigid form. Erect rigid growth forms dominate in shallow neritic depth. However the paleoecological reconstruction could be suggested only after the global paleontological research.

Free zoarial growth forms occur only in the Východná and Partizánska Ľupča locality. Because free zoaria prefere lithoral environment and because of occurrence of other fauna (mostly large foraminifera) we could suggest shallow water depth during the Eocene in these localities.

GeoVestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Príloha časopisu Mineralia Slovaca, roč. 28, č. 6

Obsah

Možnosti zabezpečovania sklárskeho piesku 1
Nerastné suroviny ako sorbenty katiónov ťažkých a toxických kovov 5
Oceliarenská troska ako umelé hutné kamenivo 8
Národná prírodná pamiatka Starohutský vodopád ... 10
30. medzinárodný geologický kongres 12
Slovenské vína a vinohrady z hľadiska geológie 14
Kronika 15
Plán SGS 20
Jubileá členov SGS v roku 1997 22

MOŽNOSTI ZABEZPEČOVANIA SKLÁRSKEHO PIESKU NA SLOVENSKU

JÁN TABÁK, Nerast, Ľubľanská 7, 010 08 Žilina

Dopyt po sklárskych surovinách, najmä po sklárskom piesku, sa zvýšil po vzniku Slovenskej republiky, keď náš sklársky priemysel zostal v podstate bez surovinovej bázy, najmä bez kremenného tavného piesku vyššej kvality. Pritom si treba uvedomiť, že slovenský sklársky priemysel je silným a prosperujúcim odvetvím národného hospodárstva. Tvorí ho predovšetkým týchto deväť podnikov: Skloplast Trnava, Izomat Nová Baňa, Chára Utekáč, Slovenské závody technického skla Bratislava - Dúbravka, Skloobal Nemšová, LR Cristál Lednické Rovne, Sklárne Poltár, LUSK Medzilaborce, Slovbijoux Želiezovce. Vyrába sa v nich široký sortiment tovaru, ako sú sklené vlákna, sklo Eutal, rovingy, lamináty, sklené izolačné látky, výrobky z liateho čadiča, chemické sklo, varné sklo, zvukovo izolačné materiály, obalové sklo, úžitkové sklo, olovnatý krištáľ, sodnodraselný krištáľ, žiarivkové sklo a bižutéria.

Iba na výrobu obalového skla slúži piesok zo Šajdíkových Humeniec, ktorý sa získava ťažbou a úpravou tzv. lejárskeho piesku a vyrába sa v podstate v jednom druhu akosti (TS 40/10).

Základná surovina na akostnejšie druhy skla, t. j. kremenný piesok, sa dováža prevažne z Českej republiky, príp. z iných štátov.

Vzhľadom na uvedené sa v rokoch 1994 - 1995 formou štúdie riešila možnosť zabezpečiť domáce surovinové zdroje pre sklársky priemysel úpravou piesku Záhorskej nížiny a okolia Poltára.

Základné výsledky zhŕňa tento článok.

Kvalitatívne požiadavky na sklársky piesok

Sklársky piesok je kremenná surovina s vysokým obsahom SiO_2, sypkého, zrnitého charakteru, ktorá sa používa ako základná zložka na prípravu sklárskeho kmeňa všetkých druhov kremičitanového a kremenného skla.

Požiadavky na zrnitosť a chemické zloženie piesku z hľadiska technológie tavenia a kvality skloviny sú veľmi prísne a stanovuje ich STN 72 1202 - Sklárske piesky tavné. Piesok sa triedi na druhy podľa zrnitosti a obsahu Fe_2O_3.

Sklársky piesok požadovanej zrnitosti a chemického zloženia sa zvyčajne nevyskytuje v prirodzenej forme, ale pripravuje sa zrnitostným triedením a inou vhodnou úpravou podľa druhu znečistenia.

Charakteristika overovaných surovín

Piesok Záhorskej nížiny

Záhorská nížina je typickým územím tzv. viatych pieskov s rozlohou okolo 600 km^2. Územie medzi Malackami, Rohožníkom, Plaveckým Mikulášom, Šajdíkovými Humencami, Šaštínom, Studienkou a Veľkými Levármi je z hľadiska úložných pomerov a kvality piesku najnádejnejšie. Priemerná mocnosť telies piesku kolíše od 5 do 30 m.

Piesok z tejto oblasti sa overoval v etape PP a ŤP najmä na lokalite Šajdíkove Humence a kvalifikoval sa ako zlievárenský piesok (Rohálová, 1987).

Územie geograficky patrí do výbežku Viedenskej panvy a surovinou je výhradne kvartérny piesok eolického pôvodu, ktorého telesá smerom na S vykliňujú a prechádzajú do aluviálnych náplavov rieky Myjavy. Smerom na J mocnosť piesku rastie a piesok vytvára duny generálneho smeru VSV - ZJZ.

Ide o čistý kremitý jemnozrnný až strednozrnný piesok, ktorého hlavným minerálom je kremeň (92 - 93 %). Zrná kremeňa sú

dobre opracované hlavne v hrubších triedach, kým smerom k jemnejším ich opracovanie klesá.

Zrná sú rôzne sfarbené (číre, mliečne zakalené, hnedé, červené, sivé), čo spôsobuje povlak oxidov Fe, inklúzie, prípadne zrasty s inými minerálmi. Číre zrnká prevažujú v jemnejších, zrná potiahnuté oxidmi Fe a obsahujúce inklúzie sa koncentrujú v hrubších triedach. Z ostatných minerálov sa v oveľa menšom množstve zistili živce, v malom podiele ojedinele šupinky svetlej sľudy a úlomky hornín.

V triede pod 0,04 mm sa zistila prítomnosť ilitu (ílovej sľudy) a kaolinitu.

Kaolinitický piesok lokality Vyšný Petrovec

Telesá kaolinitického piesku tohto ložiska sú súčasťou komplexu kaolinitických pieskov tiahnucich sa od Pondelka po Ceriny.

Kaolinitický piesok tohto komplexu patrí do skupiny sekundárnych sedimentárnych ložísk surového kaolínu.

Z hľadiska zrnitosti a chemizmu ide o dosť variabilný materiál s nepravidelným striedaním sa polôh zaílovaného piesku s polohami piesčitého ílu.

Piesčitú frakciu tvoria prevažne ostrohranné úlomky kremeňa, ojedinele s úlomkami grafitických fylitov, arkózového pieskovca a porfyroidov.

Jemnú ílovitú frakciu predstavuje kaolinit, sľuda a drobné úlomky kremeňa.

Vlastné ložisko Vyšný Petrovec tvorí prevažne biely až svetlosivobiely slabo spevnený kaolinitický piesok. Miestami sú v ňom hrdzavohnedé záteky.

Priemerné minerálne zloženie suroviny je 20 - 30 % kaolínu, 10 - 18 % sľudy, 60 - 70 % kremenného piesku (Hano, 1979) a priemerné granulometrické zloženie je v tab. 2.

Súčasný stav poznatkov

S cieľom vyrobiť kvalitnejší sklársky piesok zo slovenských surovín sa pred začatím našich prác riešilo niekoľko úloh zameraných na úpravu piesku zo Šajdíkových Humeniec a Vyšného Petrovca.

Šajdíkove Humence

Prácami so surovinou z tejto lokality sa získali užitočné poznatky o minerálnom zložení piesku, tvare kremenných zŕn a formách ich znečistenia, o obsahu a charaktere ťažkých minerálov a živcov, ako aj väzbe a rozložení Fe.

Teoretická medza upraviteľnosti piesku sa stanovila na 0,033 % Fe_2O_3, ale použité postupy pri úprave nepriniesli očakávané výsledky. Účinnosť úpravy bola nízka a výsledný produkt obsahoval 96,57 % SiO_2, 0,02 % TiO_2, 1,69 % Al_2O_3, 0,10 % Fe_2O_3, 0,21 % Na_2O, 0,98 % K_2O, a 0,30 % straty žíhaním (Engeltheler, 1965).

Z výsledkov je zrejmé, že upravený piesok nezodpovedá požiadavkám na kvalitný sklársky piesok.

Vyšný Petrovec

Piesok z tejto lokality sa upravoval viac ráz, práce sa zamerali aj na iné formy jeho využitia (výrobu pieskových tehál, SiC a pod.; Kozáč, 1978) a surovina sa na spomenuté účely upravovala tak, aby sa okrem kvalitného piesku získal aj ílový produkt.

Tab. 1
Zrnitostné zloženie základnej vzorky a chemické zloženie zrnitostnej triedy 0,1 - 0,6 mm viateho piesku zo Šajdíkových Humeniec

Zrnitost. trieda mm	č. 1 %	č. 2 %	č. 3 %	Priemer %
+0,6	2,07	1,95	2,35	2,12
0,1 - 0,6	96,51	96,57	93,87	95,65
-0,1	1,42	1,48	3,78	2,23
Chemické zloženie 0,1 - 0,6 mm				
SiO_2	97,24	97,22	97,56	97,34
TiO_2	0,02	0,03	0,03	0,03
Al_2O_3	0,94	0,93	0,90	0,92
Fe_2O_3	0,14	0,14	0,13	0,137
CaO	0,14	0,14	0,14	0,14
MgO	0,1	0,1	0,1	0,1
Na_2O	0,22	0,20	0,20	0,21
K_2O	0,80	0,80	0,82	0,81
s. ž.	0,29	0,28	0,40	0,27

Tab. 2
Zrnitostné zloženie kaolinického piesku z lokality Poltár - Vyšný Petrovec po dynamickom rozplavovaní a triedení

mm	%	%
+0,6	42,05	42,05
0,355 - 0,6	12,91	
0,25 - 0,355	3,94	24,48
0,10 - 0,25	7,63	
-0,10	33,47	33,47
	100,00	100,00

Upravený piesok triedy 0,09 - 0,4 mm na výrobu SiC v hmotnostnom výnose 34,6 % obsahoval 99,5 % SiO_2, 0,03 % TiO_2, 0,014 % Fe_2O_3 a 0,18 % Al_2O_3 a spĺňal požiadavky na sklársky piesok TS 15.

Ílový produkt zrnitosti pod 0,04 mm predstavoval 29,9 % a bol vhodný na použitie pri výrobe sanitnej a stavebnej keramiky.

Ďalším medziproduktom úpravy získaným iba triedením bol kremenný piesok triedy 0,04 - 0,4 m. Ten sa dá po ďalšej úprave použiť pri výrobe bieleho cementu, keramiky, v stavebníctve a pod.

Najnovšie výsledky úprav

O využití piesku na náročné sklárske výrobky rozhoduje predovšetkým obsah Fe_2O_3. Piesok s vyšším obsahom tejto škodliviny nie je na takéto účely vhodný.

Cieľom úpravy bolo znížiť obsah Fe_2O_3 v požadovanej zrnitostnej triede (0,1 - 0,6 mm), a to pri piesku zo Šajdíkových Humeniec pod 0,040 % a z Vyšného Petrovca pod 0,015 %. Pri úprave sa ďalej prísne sledoval aj obsah ďalších oxidov (TiO_2, Al_2O_3 a SiO_2), lebo aj ich obsah je v kremitom piesku na výrobu kvalitných sklárskych výrobkov limitovaný (Očenáš, 1995).

Šajdíkove Humence

Mineralogické analýzy ukázali, že na získanie sklárskeho piesku kvality TS 40 a lepšej zo záhorských lokalít nie sú bežné gravitačné postupy úpravy postačujúce (a ani najvhodnejšie).

Zvýšená pozornosť sa venovala obsahu, charakteru a distribúcii ťažkých minerálov v zrnitostných triedach nad 0,04 mm. V úžitkovej triede je obsah ťažkých minerálov 0,27 %, z toho granát tvorí 32 %, amfibol 28 % a staurolit 27 %. Z ďalších minerálov sa zistil epidot, zoisit, sillimanit, distén, turmalín, ilmenit, zirkón, rutil a rudné minerály. Ich obsah sa pohybuje okolo 1 %.

Zistilo sa, že obsah ťažkých minerálov silne rastie smerom k jemnejším zrnám, čo je pri voľbe spôsobu a postupu úpravy veľmi dôležité.

Pri úprave piesku sledovaných lokalít sa použili rozličné separačné metódy a postupne sa dospelo k záveru, že na získanie piesku aspoň kvality TS 40 treba dodržať takýto postup:

- oddelenie ťažkých minerálov z úžitkovej triedy - čím sa zníži obsah Fe_2O_3 o 0,047 %, t. j. na 0,090 % (z 0,137 %);
- suchá magnetická separácia - zníži sa obsah Fe_2O_3 iba o 0,030 %, t. j. na 0,107 %;
- penová flotácia - zníži sa obsah Fe_2O_3 v celkovom produkte o 0,074 %, t. j. na 0,063 %;
- otierka piesku - zníži sa obsah Fe_2O_3 v úžitkovej triede o 0,040 %, t. j. na 0,097 %.

Z uvedeného vychodí, že najefektívnejšou metódou úpravy suroviny je penová flotácia a otierka piesku. Potvrdzujú to aj výsledky chemických rozborov (tab. 3) vzoriek po jednotlivých úpravách (Očenáš, 1995).

Vyšný Petrovec

Z mineralogického rozboru vyplynulo, že sa hlavná a rozhodujúca časť Fe_2O_3 viaže na sľudu a zvyšok na turmalín a oxidy Fe. TiO_2 sa viaže na anatás a sľudu a Al_2O_3 hlavne na sľudu a v jemnejších triedach aj na kaolinit.

Z hľadiska prípravy kvalitného sklárskeho piesku je nevyhnutné zbaviť kremenné zrná spomenutých minerálov v maximálnej možnej miere. Okrem odstránenia voľných šupiniek sľudy treba uvoľniť a odstrániť minerály tvoriace v kremenných zrnách vtrúseniny a uzavreniny (turmalín, biotit, sericit, oxid Fe).

Zvolený postup vychádzal zo zistenia, že kvalitný sklársky piesok možno pripraviť len zdrobnením vopred vytriedených hrubých kremenných zŕn nad 0,6 mm a konečnou úpravou úžitkovej triedy flotáciou a že hmotnostný výnos upraveného piesku závisí od obsahu týchto zŕn v prírodnom piesku.

Hmotnostný výnos úžitkovej triedy z pôvodného piesku bol 30,30 %, čo zodpovedá 72,05 % z hmotnosti triedy +0,6 mm. Stredné zrno piesku d50 je 0,20 mm. Po zdrobnení frakcie +0,6 mm bola najviac zastúpená frakcia 0,10 - 0,25 mm (42,28 %).

Účinok zdrobnenia a vytriedenia sa prejavil aj v chemickom zložení. Poklesol obsah Fe_2O_3 (0,023 %) a Al_2O_3 (0,29 %), čiže značná časť uvoľnených inklúzií prešla do podsitného podielu.

Flotačnou doúpravou pripravenej triedy 0,1 - 0,6 mm sa získal konečný produkt, t. j. sklársky piesok (tab. 4) s obsahom Fe_2O_3 0,013 % a SiO_2 99,34 %, ktorými spĺňa požiadavky piesku TS 15. Obsah Al_2O_3 a TiO_2 je mierne vyšší. Hmotnostný výnos produktu bol 27,57 %, čo je pomerne málo. Zdrobnením piesku zrnitosti nad 0,355 mm pod toto zrno sa získal kvalitný sklársky piesok v hmotnostnom výnose 35 %, avšak iba zrnitostnej triedy 0,1 - 0,355 mm so stredným zrnom d50 pod 0,20 mm. Vhodnosť takejto zrnitosti piesku pri technológiách používaných v sklárňach bude treba zistiť.

Flotácia zrnitostných tried pripravených len sitovaním materiálu po otierke zlepšila kvalitu piesku, ale ani v jednom prípade sa nedosiahla kvalita TS 40. Flotáciou sa odstránili šupinky voľnej sľudy, avšak neflotovali zrnká kremeňa s inklúziami cudzích minerálov.

Tab. 3
Výsledky flotácie po rozličných úpravách piesku triedy 0,1 - 0,6 mm zo Šajdíkových Humeniec

Produkt flotácie	Hmotn. výnos	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3 (v %)	CaO	Na_2O	K_2O	s. ž.
celový	90,06	98,97	0,02	0,27	0,063	0,08	0,06	0,20	0,19
penový	5,59	68,09	0,12	13,51	1,42	0,98	2,67	9,06	1,81
vstup	95,65	97,34	0,03	0,92	0,137	0,14	0,21	0,81	0,27
flotácia po magnetickej separácii									
celový	90,31	98,82	0,02	0,27	0,054	0,09	0,05	0,20	0,11
penový	5,18	73,87	0,19	13,46	1,02	0,70	2,48	8,15	1,99
vstup	95,49	97,46	0,03	0,89	0,107	0,14	0,18	0,78	0,34
flotácia ľahkého produktu po gravitačnej úprave									
celový	89,57	99,14	0,02	0,20	0,054	-	-	0,08	0,12
penový	5,81	78,34	0,18	12,76	0,678	-	-	7,70	0,94
vstup	95,38	97,51	0,03	0,87	0,090	-	-	0,69	0,32
flotácia po otierke									
celový	89,05	99,29	0,02	0,18	0,037	0,06	0,05	0,08	0,06
penový I	3,38	65,90	0,17	14,17	0,98	1,12	2,63	9,67	2,03
penový II	2,94	74,48	0,08	12,42	0,64	0,86	1,58	7,82	1,55
vstup	95,37	97,42	0,03	0,89	0,097	0,14	0,18	0,66	0,19

Tab. 4
Výsledky flotačných skúšok zrnitostných tried vzorky kaolinického piesku lokality Poltár - Vyšný Petrovec

Zrnitost. trieda mm	Flotačná prod.	Hmotn. výnos	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	K_2O	s. ž.
				(v %)				
0,355 - 0,6	penový	0,24	62,33	0,5	20,77	1,24	7,99	3,08
	celový	12,67	99,53	0,14	0,46	0,054	-	0,12
	vstup	12,91	98,85	0,17	0,66	0,08	-	0,19
0,25 - 0,355	penový	0,18	65,12	0,79	20,23	1,13	7,27	2,92
	celový	3,76	98,92	0,21	0,47	0,08	-	0,12
	vstup	3,94	97,44	0,24	1,43	0,12	-	0,35
0,10 - 0,125	penový	0,62	59,21	0,64	24,90	1,44	9,24	3,88
	celový	7,01	98,29	0,37	1,14	0,15	-	0,12
	vstup	7,63	96,67	0,41	3,06	0,25	-	0,71
0,10 - 0,6	penový	2,73	97,90	0,13	0,80	0,12	0,42	0,46
	celový	27,57	99,34	0,09	0,25	0,013	-	0,13
	vstup	30,30	99,21	0,11	0,29	0,023	-	0,16
0,04 - 0,10	penový	7,21	53,15	0,85	29,03	1,78	6,14	6,71
	celový	7,01	94,82	0,89	3,01	0,29	-	0,83
	vstup	14,22	73,66	0,87	16,22	1,05	-	3,82

Obsah sľudy v penových produktoch bol od 75 do 95 %.

Ílový produkt získaný triedením podielu pod 0,1 mm z pôvodného piesku na hydrocyklóne predstavoval 19,25 %. Podľa chemického zloženia ide o kaolín strednej kvality. Svedčia o tom aj chemické rozbory (SiO_2 49,09 %, TiO_2 0,97 %, Al_2O_3 34,48, % Fe_2O_3 1,35 %, K_2O 3,14 %, Na_2O 0,01 %, CaO 0,14 %, MgO 0,72 %, strata žíhaním 10,36 %). V sledovanej vzorke je podľa minerálneho zloženia najviac zastúpený kaolinit (62 %), ďalej sľuda + ílová sľuda (33 %) a v menšej miere kremeň (4 %) a akcesórie (1 %). Produkt sa môže využiť pri výrobe keramického tovaru so svetlým črepom a kameninových výrobkov.

Pri úprave vzniká „menej čistý" kremenno-sľudový piesok, ktorý by sa mohol využiť v stavebníctve (Očenáš, 1995).

Výsledky aplikačných skúšok

Vhodnosť získaného sklárskeho piesku po laboratórnej úprave sa overila aj priamo pri príprave sklárskeho kmeňa. Pripravené sklo zodpovedalo sodnodraselnému kryštáľu. Pri jeho príprave sa ani v jednom prípade nepoužilo čiridlo (Tabak, 1995).

Výsledky konkrétnych meraní transmitancie (trichromatické súradnice ts - x a ts - y) skla pripraveného na báze piesku z Vyšného Petrovca sa dobre zhodujú s výsledkami z dlhodobého štatistického sledovania optickej kvality priemyselnej produkcie bárnatého kryštáľu v sklárni Lednické Rovne.

Sklo pripravené z piesku zo Šajdíkových Humeniec sa od predchádzajúceho skla odlišuje najmä dominantnou vlnovou dĺžkou zodpovedajúcou modrozelenému odtieňu, ale „excitačná" čistota je s kryštáľom zo sklárne Lednické Rovne porovnateľná.

Pri tavbe sklárskeho kmeňa nevznikli ťažkosti napriek tomu, že sa nepoužilo nijaké čiridlo.

Z údajov vidieť, že z vyrobeného piesku zrejme možno pripraviť sklo, a to z piesku zo Šajdíkových Humeniec tabuľové a z Vyšného Petrovca aj kryštáľové sklo.

Diskusia

Uvedený súbor údajov poukazuje na možnosti používať pripravený piesok v sklárskom priemysle, ale zároveň si treba uvedomiť, že sa výsledky dosiahli iba laboratórnymi úpravníckymi metódami. Okrem toho, že ich treba potvrdiť vyšším stupňom úpravy (aspoň na úrovni modelovej skúšky), je nevyhnutné pripomenúť, že vzorky na laboratórny výskum úpravy boli z odkryvu, resp. z ťažobnej steny, a preto sa netýkajú celého ložiska. Navyše sa tieto ložiská doteraz na takéto použitie nehodnotili (doteraz Šajdíkove Humence ako lejársky piesok, Vyšný Petrovec na výrobu bieleho cementu, resp. kaolín, SiC a piesok).

Hlavným prínosom vykonaných prác je, že signalizujú reálne predpoklady na efektívnejšie využívanie domácej surovinovej základne. Je to veľmi dôležitý poznatok, ak sa vezme do úvahy fakt, že doteraz nie je zo Slovenska overené ani jedno ložisko sklárskeho piesku, a preto sú naše sklárne odkázané na dovoz tejto suroviny zo zahraničia. Navyše na Slovensku doteraz niet ani vhodnej úpravne tejto suroviny. Nevyhnutný je ďalší výskum suroviny a vybudovanie efektívnej úpravne.

Záver

Cieľom príspevku je poukázať na možnosti získať sklársky piesok úžitkových tried na náročnejšie použitie, a to z ložiska viateho piesku Šajdíkove Humence a kaolinického piesku z ložiska Vyšný Petrovec.

Prácami sa zistilo, že zrnitosť viateho piesku zo Šajdíkových Humeniec je z hľadiska sledovaného cieľa veľmi priaznivá. Zastúpenie úžitkovej triedy 0,1 - 0,6 mm je okolo 95 % so stredným zrnom d50 = 0,33 mm. Na zvýšenie výnosu úžitkovej triedy možno použiť aj zdrobnenú triedu +0,6 mm.

Vhodnou technológiou úpravy (intenzívnou otierkou piesku a jeho flotáciou) sa podarilo vyrobiť sklársky piesok kvality TS 40.

Postup pri príprave sklárskeho piesku z Vyšného Petrovca vychádzal zo zistenia, že sa kvalitný sklársky piesok dá pripraviť najmä zdrobnením vytriedených kremenných zŕn nad 0,6 mm a doúpravou úžitkovej triedy flotáciou a že hmotnostný výnos upraveného piesku závisí od obsahu týchto zŕn v prirodzenom stave.

Technológia úpravy piesku sledovaných lokalít sa skladala z nasledujúcich krokov:

- intenzívne dynamické rozplavovanie,
- mokré triedenie na úrovni 0,6 mm,
- zdrobňovanie na zrno pod 0,6 mm,
- triedenie drviny na úrovni 0,1 mm,
- flotácia úžitkovej triedy 0,1 - 0,6 mm (hlavný produkt),
- príprava ílového produktu triedením v hydrocyklóne (vedľajší produkt úpravy).

Takouto úpravou sa získal sklársky piesok úžitkovej triedy kvality TS 15 a jeho hmotnostný výnos bol 27,57 %.

Ílový produkt sa získal triedením podielu pod 0,1 mm a predstavoval 19,25 %. Laboratórnymi skúškami sa dokázalo, že je vhodný na výrobu keramického tovaru so svetlým črepom a kameninových výrobkov.

Do odpadu prešiel veľmi jemný kremenno-sľudový piesok vhodný na použitie v stavebníctve.

Úprava obidvoch surovín by technicky nebola veľmi náročná, ale jej ekonomickosť treba ešte preukázať.

Literatúra

Hano, V., 1979: Záverečná správa z úlohy Lučenecká kotlina, kaolín, vyhľadávací prieskum. *Manuskript - GS SR Spiš. Nová Ves.*

Hroncová, Z. et al., 1990: Záverečná správa z úlohy Poltár - Vyšný Petrovec keramické suroviny. *Manuskript - GS SR Spiš. Nová Ves.*

Engelthaler, Z., 1965: Úprava sklářských písku na koncentračním stole. *Manuskript - archív ÚNS Kutná Hora.*

Engelthaler, Z., 1962: Třídení záhorských písku metacím pásem. *Manuskript - archív ÚNS Kutná Hora.*

Kozáč, J., 1978: Laboratórny výskum úpravy kaolinitických pieskov z oblasti Lučeneckej kotliny. *Manuskript - archív GS SR Spiš. Nová Ves.*

Očenáš, D., 1995: Správa o laboratórnych skúškach prípravy sklárskych pieskov z lokalít Šajdíkove Humence, Vyšný Petrovec a Kanianka. *Manuskript - archív GS SR odd. technológie nerast. surovín Košice.*

Rohálová, M., 1987: Záverečná správa a výpočet zásob z úlohy Šajdíkove Humence piesky. *Manuskript - GS SR Spiš. Nová Ves.*

SNT 721202: Sklárske piesky tavné.

Tabak, J., 1995: Záverečna správa z úlohy Prieskum 1 - 2 ložísk sklárskych pieskov. *Manuskript - archív Nerast Žilina.*

Smrž, K., 1982: Výskum úpravy pieskov zo Šajdíkových Humeniec. *Manuskript - archív VÚK Karlove Vary.*

Nerastné suroviny ako sorbenty katiónov ťažkých a toxických kovov a základná zložka čistiacich prostriedkov

JÁN KOZÁČ, Geologická služba SR, oddelenie technológie nerastných surovín, Jesenského 8, 040 00 Košice

Kvalita vody vo vodných tokoch a nádržiach sa napriek rastúcemu ekologickému uvedomeniu a zdokonaľujúcej sa legislatíve naďalej zhoršuje. Okrem škodlivín, ktoré sa vo vode vyskytujú najčastejšie, ako sú dusičnany, fosforečnany a tenzidy, sa často stretávame aj so zvýšenými koncentráciami ťažkých a toxických kovov. Prienik niektorých kovových prvkov do biosféry ako dôsledok priemyselných a poľnohospodárskych aktivít značne prekračuje ich prirodzenú mobilitu z pôdy a okolitých hornín. Týka sa to najmä Pb. Súčasná denná dávka prieniku Pb do biosféry je ešte stále dvakrát až trikrát vyššia ako v tzv. predpriemyselnej ére. Ale v posledných dvoch rokoch badať aj na Slovensku, že sa situácia podstatne zlepšuje, najmä ako výsledok zavádzania bezolovnatého benzínu. Priemyselná odpadová voda však aj naďalej zostáva zdrojom znečisťovania vodných tokov.

Pb patrí medzi najtoxickejšie kovy v akvatických systémoch, najmä pre mladý organizmus. Najčastejšie poškodzuje obličky, pôsobí na metabolizmus, centrálnu aj periférnu nervovú sústavu, potláča biosyntézu proteínov, nervov a tvorbu červených krviniek. Obsah Pb v odpadovej vode (z ťažby a spracovania rúd, metalurgie, sklárskeho priemyslu a pod.) nezriedka prekračuje povolenú koncentráciu 0,5 $mg.l^{-1}$. Pb a niektoré ďalšie prvky, napr. Hg, As a Cd, pôsobia vysoko toxicky aj pri relatívne nízkej koncentrácii. Dlhodobé pôsobenie aj veľmi nízkeho obsahu má negatívny vplyv na zdravie človeka, živých organizmov vôbec, a to aj budúcich generácií.

Ešte toxickejšia ako Pb je pre človeka a biosféru zo spomínaných prvkov Hg a Cd. Cd sa do vodného prostredia okrem odpadovej vody z povrchovej úpravy kovov dostáva vodou z ťažby a úpravy rúd neželezných kovov a z kontaminácie niektorými priemyselnými hnojivami (napr. superfosfáty). Hg môže pochádzať aj z imisií tepelných elektrární na tuhé palivo. Hg sa navyše kumuluje aj v potravinovom reťazci vodnej flóry a fauny. Priamym pôsobením poškodzuje obličky a vyvoláva tvorbu vredov. V povrchových vodách sa Hg často mení na ešte toxickejšiu organickú formu, tzv. metylortuť. V takejto forme aj vo veľmi nízkej koncentrácii pôsobí negatívne na centrálny nervový systém a môže byť príčinou smrti. Najčastejšou chronickou chorobou z dlhodobého príjmu a pôsobenia Cd na organizmus je ochorenie obličiek, tzv. ľadvinová choroba. Podobne aj As už pri nízkej, ale dlhodobejšie pôsobiacej koncentrácii vyvoláva chronické ochorenia, najčastejšie hyperkeratózu (nadmerné rohovatenie pokožky dlaní a chodidiel) a hyperpigmentáciu. Škodlivo pôsobí na gastrointestinálny trakt a pečeň.

Ďalším z kovov vyvolávajúcich chronické ochorenia je Al. Podľa najnovších výskumov jeho prítomnosť vo vode môže byť jedným z faktorov vzniku Alzheimerovej choroby. Cr vyvoláva zápal kože, pľúcnu embóliu a choroby obličiek. Sn nachádzajúci sa vo vode vo forme niektorých organických zlúčenín môže pôsobiť na organizmus ako nervový jed.

Mnohé ďalšie kovy, ktoré v nízkej koncentrácii ešte nie sú veľmi toxické pre človeka, môžu byť veľmi škodlivé pre vodnú flóru a faunu. Vo vodorozpustnej forme okrem už spomenutých medzi ne patrí aj Cu, Zn, Ni, Se, Mn, ba i Fe. Mnohé sa dostávajú do vôd ako tzv. kyslé dažde. Toxicita kovov pre vodné rastlinstvo a živočíšstvo sa hodnotí podľa ich oxidačného stupňa a schopnosti vytvárať určité komplexy v prostredí, ktoré determinuje chemické zloženie vody, salinita, pH a teplota. Pri istých kovoch vytváranie komplexov, ktoré potom znižujú ich biologickú prístupnosť, uľahčujú takmer neutrálne hodnoty pH. Kyslá voda s nízkym pH napomáha prenikanie kovových prvkov z vody do biosféry.

Okrem geologického zvetrávania hornín je hlavným zdrojom kontaminácie vôd katiónmi kovov priemyselná ťažba, úprava minerálov a surovín, ich využívanie, t. j. výroba a spracúvanie kovov a z nich vyrobených zlúčenín, ich vylúhovanie z tekutého a pevného odpadu vrátane odpadu z domácností a už spomenutý atmosférický spád. Sukcesívna acidifikácia slabo pufrovanej vody zhubne pôsobí aj na väčšinu rýb a iných stavovcov. Všeobecne platí, že keď pH vody v sladkovodnom prostredí klesne pod úroveň 5,5 - 6,5, negatívne to vplýva na ekosystémy, pretože nastávajú zmeny vo výživnom cykle. Väčšina vodných rastlín a živočíchov zvýšenú acidítu vody neznáša.

Maximálnu prípustnú koncentráciu kovov v odpadovej vode stanovuje nariadenie vlády SR č. 242/1993 Zb., príloha 1. V prílohe 2 a 3 tohto nariadenia sa uvádza prípustný stupeň znečistenia povrchových vôd v recipiente určenom pre vodárenské toky a ostatné povrchové vody. Požiadavky na kvalitu pitnej vody z hľadiska obsahu ťažkých a toxických kovov určujú normy a nariadenia konkrétnych krajín alebo integračných zoskupení, napr. pre Európsku úniu platí norma z roku 1980 alebo predpis Svetovej zdravotníckej organizácie z roku 1984. Tie sa v podstate zhodujú s našou normou a predpismi o povolenej koncentrácii kovov v pitnej vode a v povrchových vodárenských tokoch.

V prírode sú aj minerálne látky schopné sorbovať niektoré katióny kovov. Napríklad ísté nerastné suroviny majú po vhodnej úprave (najčastejšie iba zrnitostnej) vlastnosti pomerne dobrých sorbentov kovov z ich vodorozpustnej formy.

Tab. 1
Porovnanie sorpčných schopností (účinnosti sorpcie) sledovaných nerastných surovín a katiónov

Sorbent (názov)	Sorbuje výborne	Sorbuje dobre	Sorbuje slabo	Sorbuje veľmi slabo alebo nesorbuje
*PVD (termicky upravený dolomit)	Pb, Cu, Fe, Zn, Cd, Ni	Mn	Hg	-
Vápenec	Pb, Cu, Fe	Zn, Cd	Ni, Mn	Hg
Dolomit	Pb, Fe	Cu	Zn, Cd, Ni	Mn, Hg
Bentonit	Pb, Fe	Cd, Cu, Ni, Zn	Mn	Hg
Zeolit	Pb	Cd, Fe, Cu, Zn	Ni, Mn	Hg
Diatomit (Kremenina)	-	Pb, Fe	Cu, Cd, Zn, Ni, Mn.	Hg

* PVD - „polovypálený" dolomit upravený zrnitostne a termicky, ostatné prírodné materiály sú upravené iba zrnitostne (pod 0,063 mm), diatomit 70 % pod 0,063 mm. Všetky sorbenty sú pripravené na báze nerastných surovín zo slovenských ložísk.

Tab. 2
Účinnosť (stupeň) sorpcie sledovaných katiónov na sorbente PVD pri kontaktovaní 1 g sorbenta s 1 l kontaminovanej vody, čas kontaktovania pri premiešavaní 30 min, konštantný tlak a teplota, laboratórne podmienky

Kotaminujúci prvok	Obsah v kotnaminovanej vode mg/l	Účinnosť (stupeň) sorpcie (v %)	Maximálna dosiahnutá sorpcia (mmól/g)	Dosiahnutá kvalita očistenej vody (mg/l)	Požadované limitné hodnoty pre Slovensko		
					odpadová voda (mg/l)	povrchové vody (mg/l)	pitná voda (mg/l)
Pb	342	nad 99,5	1,65	0,16	0,5	0,05	0,05
	18	nad 99,5	0,085	0,07	0,5	0,05	0,05
Cu	204	nad 99,5	3,20	0,63	1	0,1	0,1
	87	nad 99,5	1,37	0,05	1	0,1	0,1
Fe	164	nad 99,5	2,93	0,30	5	2	0,3
	47	nad 99,5	0,84	0,20	5	2	0,3
Zn	109	nad 99,5	2,60	0,20	2	0,1	0,05
	70	nad 99,5	1,07	0,07	2	0,1	0,05
Cd	126	nad 99,5	1,12	0,47	0,5	0,01	0,005
	24	nad 99,5	0,21	0,04	0,5	0,01	0,005
Ni	70	nad 98,5	1,18	0,84	1	0,1	0,1
	49	nad 99,5	0,83	0,03	1	0,1	0,1
Mn	25	nad 89,0	0,41	2,7	neudáva sa	0,3	0,1
	13	nad 99,5	0,24	0,01	neudáva sa	0,3	0,1

Tab. 3
Účinnosť (stupeň) sorpcie sledovaných katiónov na sorbente vápenec pri kontaktovaní 1 g sorbenta s 1 l kontaminovanej vody, čas kontaktovania pri premiešavaní 30 min, konštantný tlak a teplota, laboratórne podmienky

Kotaminujúci prvok	Obsah v kotnaminovanej vode mg/l	Účinnosť (stupeň) sorpcie (v %)	Maximálna dosiahnutá sorpcia (mmól/g)	Dosiahnutá kvalita očistenej vody (mg/l)	Požadované limitné hodnoty pre Slovensko		
					odpadová voda (mg/l)	povrchové vody (mg/l)	pitná voda (mg/l)
Pb	289	99,90	1,40	0,30	0,5	0,05	0,05
Cu	62	99,17	0,96	0,51	1,0	0,10	0,10
	108	98,82	1,67	1,27	1,0	0,10	0,10
Zn	41	96,96	0,61	1,25	2,0	0,10	0,05
Fe	175	99,96	3,14	0,06 - 0,13	5,0	2,00	0,30

Limit na vypúšťanie odpadovej vody nebol prekročený. Limit pre povrchovú a pitnú vodu sa splnil iba pri Fe. Ostatné škodlivé katióny Cd^{2+}, Ni^{2+} a Mn^{2+} nevykázali dobrú sorpciu a voda po sorpcii nespĺňala ani limit na vypúšťanie odpadovej vody.

Geologická služba Slovenskej republiky na pracovisku OTNS v Košiciach roku 1995 vykonala laboratórny výskum sorpčných schopností niektorých našich nerudných surovín vybraných katiónov kovov. Okrem toho sa najvhodnejšie z takýchto sorbentov skúmali ako možné základné zložky čistiacich prostriedkov (práškov, resp. past). V podstate ide o to, aby sa získali poznatky o takých prírodných materiáloch, ktoré by v čistiacich prostriedkoch pôsobili výrazne ekologicky. Použitím týchto materiálov by sa mal dosiahnuť rovnaký, prípadne ešte lepší čistiaci účinok práškov aj bez škodlivých aditív, ako sú polyfosfáty, povrchovo aktívne látky - tenzidy a alaklické uhličitany.

Sledovalo sa niekoľko domácich nerudných nerastných surovín, a to dolomit a jeho upravené ekvivalenty, vápenec, prírodný zeolit, bentonit a diatomit. Študovali sa možnosti najvhodnejšej úpravy týchto materiálov na prípravu základných komponentov práškov, ktoré by spĺňali úlohu plniva aj abrazíva. Zároveň sa skúmali aj ich sorpčné a deacidifikačné vlastnosti. Najväčšia pozornosť sa venovala zrnitostnej a termickej úprave, ako aj sorpčným vlastnostiam ôsmich vybraných katiónov ťažkých a toxických prvkov kovov. Zo šiestich overovaných prírodných surovín (vhodne upravených) sa ako najlepší sorbent ukázal zrnitostne a termicky upravený dolomit, tzv. polovypálený dolomit (ďalej PVD). Tento materiál sa získal výpalom dolomitu do prvého stupňa (700 - 800 °C) a nasledujúcou úpravou zrnitosti. Na porovnanie možno relatívnu sorpčnú schopnosť sledovaných surovín vyjadriť od najvyššej po najnižšiu v rade

PVD > vápenec > dolomit > bentonit > zeolit > diatomit

Pri karbonátových surovinách (PVD, vápenec, dolomit) sa využíva prevažne chemisorpcia, pri bentonite a zeolite je dominantným procesom sorpcie výmena katiónov medzi roztokom a pevnou fázou. Pri diatomite možno za hlavný fyzikálny proces pokladať adsorpciu na povrchu opálových schránok. Štúdium vhodne termicky a zrnitostne upraveného PVD preukázalo jeho výborné abrazívno-čistiace a sorpčné vlastnosti. Overené vlastnosti a namerané hodnoty sorpcie PVD potvrdili, že ho možno využívať ako základný materiál na prípravu vysoko účinných slabo zásaditých čistiacich práškov a past (vrátane tekutých práškov). Prášky vyrobené na báze PVD spoľahlivo odstraňovali aj takú nečistotu, ktorá sa inými prostriedkami odstraňuje veľmi ťažko (napr. pripáleniny, dehtovité látky na varnom skle, smalte, porceláne, kamenine a pod.). Sú použiteľné aj na čistenie a leštenie niektorých kovových materiálov. Prísady ďalších materiálov vhodnej zrnitosti zvyšujúcich abrazivitu a znižujúcich alkalitu do základného prášku môžu jeho vlastnosti

Tab. 4
Účinnosť (stupeň) sorpcie sledovaných katiónov na sorbente zeolit pri kontaktovaní 1 g sorbenta s 1 l kontaminovanej vody, čas kontaktovania pri premiešavaní 30 min, konštantný tlak a teplota, laboratórne podmienky

Kontaminujúci prvok	Kontaminovaná voda, obsah (mg/l)	Účinnosť (stupeň) sorpcie (%)	Dosiahnutá sorpcia (mmól/g)	Dosiahnutá kvalita očistenej vody (mg/l)	Dosiahnutie limitu na vypúšťanie odpadovej vody (mg/l)
Pb	21	97 - 99	0,10	0,20 - 0,70	áno (0,5)
Cd	21	52	0,10	10	nie
Cu	20	39	0,12	12	nie
Fe	19	38	0,13	12	čiastočne*
Zn	20	37	0,11	12	nie
Ni	19	29	0,10	14	nie
Mn	20	19	0,09	16	nie

* Kvalita vody s obsahom 12 mg/l spĺňa limit, ktorý je 15 mg/l iba pri odpadovej vode z výroby a spracúvania Fe. Ostatná odpadová voda má limit 5 mg Fe/l.

Tab. 5
Účinnosť (stupeň) sorpcie sledovaných katiónov na sorbente bentonit pri kontaktovaní 1 g sorbenta s 1 l kontaminovanej vody, čas kontaktovania pri premiešavaní 30 min, konštantný tlak a teplota, laboratórne podmienky

Kontaminujúci prvok	Obsah v kontaminovanej vode (mg/l)	Účinnosť (stupeň) sorpcie (v %)	Dosiahnutá sorpcia (mmól/g)	Dosiahnutá kvalita očistenej vody (mg/l)	Požadované limity pre Slovensko (mg/l)	
					Odpadová voda	Odpadová voda zo špec. odvetví
Pb	21	99,2	0,10	0,17	0,5	-
Zn	20	59	0,18	8,13	2	10*
Ni	19	86,4	0,28	2,63	1	-
Cu	20	74,8	0,24	5,05	1	-
Cd	21	96,2	0,18	0,81	0,5	-
Mn	12,5	64,0	0,14	4,50	neuvádza sa	-
Fe	19	88,5	0,30	2,20	5	15**

* - z výroby chem. vláken, ** - z výroby Fe

Tab. 6
Účinnosť (stupeň) sorpcie sledovaných katiónov na sorbente diatomit pri kontaktovaní 1 g sorbenta s 1 l kontaminovanej vody, čas kontaktovania pri premiešavaní 30 min, konštantný tlak a teplota, laboratórne podmienky

Kontaminujúci prvok	Kontaminovaná voda, obsah (mg/l)	Účinnosť (stupeň) sorpcie (%)	Dosiahnutá sorpcia (mmól/g)	Dosiahnutá kvalita očistenej vody (mg/l)	Dosiahnutie limitu na vypúšťanie odpadovej vody
Pb	21	75,4	0,077	5,2	nie
Zn	20	33,1	0,10	13,3	nie
Ni	19	23,2	0,077	14,9	nie
Cu	20	44,3	0,14	11,2	nie
Cd	21	46,8	0,088	11,2	nie
Mn	12,5	27,2	0,062	9,1	-
Fe	19	52	0,17	9,0	*

* - čiastočne pre vodu z výroby Fe

ešte viac zlepšiť. PVD v čistiacich práškoch je sám ekologicky neškodný a svojimi sorpčnými vlastnosťami navyše zlepšuje životné prostredie tým, že z vody eliminuje kyslosť, chlór, fosforečnany a väčšinu ťažkých a toxických katiónov kovov. Má schopnosť viazať na svojom povrchu aj niektoré farbivá, a tak ich eliminovať z vodného prostredia. Takéto vlastnosti má aj bez polyfosfátov a tenzidov v kompozícii práškov. Eliminácia týchto škodlivín, ktoré podporujú vznik žltozelených vodných rias, by bola pri výrobe čistiacich prostriedkov výrazne ekologizujúcim prvkom.

Vápenec výborne sorbuje Pb^{2+}, Cu^{2+} a Fe^{3+} a pomerne dobre aj Zn^{2+} a Cd^{2+}. Vynikajúco znižuje kyslosť vody a zachytáva na svojom povrchu niektoré farbivá (napr. anilínové).

Dolomit, upravený iba zrnitostne, má pre katióny kovov podobné sorpčné vlastnosti ako vápenec. Výborne sorbuje Pb^{2+} a Fe^{3+} a pomerne dobre aj Cu^{2+}. Vo všetkých uvedených prípadoch sa uplatňuje chemisorpcia.

Bentonit tiež vykazuje veľmi dobré sorpčné schopnosti voči Pb^{2+} a Fe^{3+}, pomerne dobre sorbuje aj katióny Cu^{2+}, Cd^{2+}, Ni^{2+} a Zn^{2+}, ale nemá abrazívno-čistiace vlastnosti, a preto je jeho použitie obmedzené iba na prídavnú zložku kompozície.

Podobnými vlastnosťami sa vyznačuje aj zrnitostne upravený prírodný zeolit, ktorý rovnako najúčinnejšie sorbuje zo sledovaných katiónov Pb^{2+}, slabšie účinkuje na Cu^{2+}, Cd^{2+}, Fe^{3+} a Zn^{2+} a veľmi slabo zachytáva Ni^{2+} a Mn^{2+}. Ióny Hg^{2+} sa za daných podmienok, podobne ako na všetky ostatné skúmané materiály, prakticky vôbec nesorbovali. Sorpcia „kovov" na zeolit a bentonit nastáva výmenou katiónov.

Diatomit (kremenina) má v porovnaní s ostatnými skúmanými prírodnými materiálmi oveľa slabšiu schopnosť sorbovať na povrchu katióny kovov. Vysvetlenie je logické, lebo diatomit zvyčajne neobsahuje látky schopné iónovej výmeny alebo chemisorpcie (prínes montmorillonitu - smektitu alebo iného ílu môže jeho výmennú schopnosť podstatne zvýšiť). Pri relatívne „čistom" diatomite alebo diatomite s malým množstvom prímesí pri sorpcii dominuje najmä fyzikálna adsorpcia na povrchu, a preto má diatomit schopnosť viazať na svojom povrchu niektoré farbivá.

Vlastnosti moderného čistiaceho prostriedku aj bez škodlivých prísad (polyfosfátov, tenzidov, sódy a pod.) preukázal samostatne najmä PVD. Jeho čistiaca schopnosť je dobrá aj v kombinácii s ďalšími prídavnými materiálmi, ktoré plnia funkciu abrazíva (vápenec, dolomit, diatomit) alebo ďalšieho sorbenta (zeolit, bentonit).

Možnosti využívať skúmané prírodné suroviny sú širšie. Po vhodnej úprave zrnitosti sa dajú zužitkovať napríklad aj ako náplň do filtrov na zachytávanie uvedených katiónov kovov, ale treba optimalizovať technologický proces pri každom jednotlivom prípade a vyžadujú sa aj samostatné skúšky. Tieto prírodné materiály ako náplň do filtrov sú vhodné predovšetkým do koncových stupňov čistenia vody s obsahom škodlivín do 10 - 20 $mg.l^{-1}$. Jednorazovo (šaržovite) však tieto sorbenty dokážu eliminovať aj veľmi vysokú koncentráciu kovov vo vode, pri niektorých katiónoch kovov aj nad 200 $mg.l^{-1}$. Výsledky zhŕňa tab. 1 až 6. Podrobnejšie údaje možno nájsť v citovanej literatúre.

Literatúra

Gleick, P. H., 1993: Water In Crisis. A Guide to the World's Fresh Water Resources PISDES - Stockholm Environment Institute. *Oxford University Press, 473.*

Kozač, J., 1994: Prírodné sorbenty toxických a rádioaktívnych látok; štúdia. *Manuskript - Geologická služba SR - Geofond Bratislava, Spiš. Nová Ves, 58 + 26 + 21.*

Kozač, J., 1995: Ekosorbenty na báze slovenských nerastných surovín; štúdia. *Manuskript - Geologická služba SR - Geofond Bratislava, Spiš. Nová Ves, 89 + 44 + 28.*

Oceliarenská troska ako umelé hutné kamenivo - perspektívy a hranice jej použitia

(Prednesené na výstave INTERSTONE'96 28. 8. 1996 v Trenčíne)

JAROSLAV SCHWARZ, EnviGeo, s. r. o., Kynceľova 10, 975 90 Banská Bystrica

Veľké železiarne a huty produkujú pri výrobe aj špecifický odpad - trosku. Ide o abiotický inertný odpad, ktorý po úprave možno používať ako umelé hutné kamenivo. Podľa metalurgického procesu vzniká v slovenských železiarňach a hutách najmä vysokopecná troska, oceliarenská troska a ferochrómová uhlíkatá troska. Každá z nich má špecifické vlastnosti.

V minulosti sa troska haldovala, čoho dôsledkom sú veľké haldové polia (napr. úložisko VSŽ má plochu asi 100 ha a je na ňom okolo 30 mil. t trosky; úložisko Železiarní Podbrezová zaberá asi 9 ha s takmer 2,5 mil. t trosky), ktoré spôsobujú environmentálne problémy už vzhľadom na záber pôdy a narušanie prírodného prostredia. Sprísnené podmienky ukladania odpadu (Nariadenie vlády č. 606/1992 Zb. o nakladaní s odpadmi) a ekonomický tlak nútia najväčšie hutnícke podniky a železiarne zhodnocovať trosku vo forme druhotných produktov, najmä ako umelé hutné kamenivo.

Požiadavky na trosku ako umelé hutné kamenivo na stavebné účely stanovuje norma STN 72 1512 (1990) a do betónu STN 72 2014 (1996).

Na Slovensku je v úsilí zužitkúvať trosku najďalej jej najväčší producent u nás Východoslovenské železiarne. Je to prirodzené, pretože ich ročná produkcia trosky je asi 3 mil. t a ročný záber pôdy odpadom 2 - 3 ha. VSŽ sa zameriavajú na znižovanie odpadu, ako aj na postupné odstraňovanie starých háld. Podľa informácií z firiem spracúvajúcich a zhodnocujúcich troskový odpad VSŽ v súčasnosti z vysokopecnej trosky vyrábajú tzv. vysokopecný štrk (asi 500 tis. t ročne), granulát (600 - 800 tis. t ročne) a pemzu (100 tis. t ročne). Vysokopecný štrk sa používa ako umelé hutné kamenivo najmä do stavebných konštrukcií a betónu, pemza pri výrobe tvárnic a ľahčeného betónu, ako aj na posyp ciest a granulát pri výrobe cementu.

Podobne postupujú aj v Oravských ferozliatinárskych závodoch, a. s., Istebné nad Oravou, kde je produktom ferochrómová uhlíkatá troska. Na trhu s umelým hutným kamenivom je ich produkt Simgal (umelé hutné kamenivo použiteľné v cestnom staviteľstve a do betónu) a najnovšie aj zámocká dlažba zo Simgalu (závod Istebné) a Alsicaoxid (závod Široká) - upravená ferosilikomangánová troska v niekoľkých farebných odtieňoch vyrábaná vibrolisovaním.

Zahraničné skúsenosti s úpravou a zhodnocovaním oceliarenskej trosky produkovanej za porovnateľných ekonomicko-sociálnych podmienok možno čerpať najmä z Třineckých železiarní, a. s., Třinec (ročná produkcia asi 2 mil. t). Tie od roku 1991 produkujú umelé ťažké kamenivo na stavebné účely v rozličných frakciách a pomaly tuhnúce spojivá. Komerčne sú celkovo úspešné a ich produkty sa presadzujú na českom trhu.

Zhodnocovať vznikajúcu trosku sa rozhodli aj v Železiarňach, a. s., Podbrezová, kde sa ročne vyprodukuje okolo 20 - 30 tis. t oceliarenskej trosky. Majú plán na úpravu oceliarenskej trosky a trosku vznikajúcu pri rozličnej činnosti separujú. V podniku koncom roka 1996 inštalujú linku na úpravu a spracovanie oceliarenskej trosky, vedľajšieho produktu pri výrobe ocele v elektropeci. Linku bude tvoriť magnetický separátor, v ktorom sa oddelia kovové zvyšky a vrátia späť do výroby, a vibračný triedič, ktorý bude vyrábať frakciu 0 - 4, 4 - 8 mm, 8 - 22 a nad 22 mm. Frakcia nad 22 mm sa upraví v drviči a vráti na roztriedenie do vibračného triediča.

Podľa výsledkov laboratórnych skúšok (tab. 1 a 2) je predpoklad, že vzniknuté umelé hutné kamenivo bude vhodné na nasledujúce účely.

Na spevnené a nespevnené vrstvy vozoviek

Využitie umelého hutného kameniva z oceliarenskej trosky Železiarní, a. s., Podbrezová pri výstavbe cestných telies je aj vzhľadom na predpokladanú rekonštrukciu cestnej siete Slovenska, najmä výstavbu diaľnic, reálne.

Základným predpokladom využitia upravenej oceliarenskej trosky je skončenie laboratórnych skúšok na daný účel, začatie úpravy trosky na umelé hutné kamenivo, získanie certifikátu o kvalite výrobku preukaznou skúškou a stabilné priaznivé výsledky kontrolných skúšok (STN 72 1511, STN 72 1512). Za najvážnejšiu prekážku využívania umelého hutného kameniva považujeme pretrvávajú-

Tab. 1
Porovnanie vlastností oceliarenskej trosky s požiadavkami normy STN 72 1512 (STN 72 1512 - hutné kamenivo na stavebné účely)

Vlastnosť	Jednotka	Oceliarenská troska ŽP a. s.			STN 72 1512 (triedy vhodnosti)		
		Frakcia			Frakcia		
		0 - 10 mm	10 - 32 mm	32 - 55 mm	0 - 10 mm	10 - 32 mm	32 - 55 mm
Odplaviteľné častice	(%)	2,59 - 4,93	0,29 - 0,40	1,40 - 2,00	D - n	A	C
Podiel zŕn s tvarovým indexom 3 a väčším	(%)	-	2,77 - 9,09	8,25 - 32,90	-	A	B - C
Otlkavosť	(%)	32,2 - 32,4	11,7 - 20,2	8,4 - 13,1	B	A	B
Mrazuvzdornosť (25 cyklov)	(%)	1,8 - 3,4	0,4 - 1,1	-	A - B	A	-
Trvanlivosť (5 cyklov)	(%)	1,8 - 3,6	0,8 - 1,5	-	A	A	-
Nasiakavosť	(%)	1,9 - 2,4	0,8 - 1,3	0,4 - 0,6	C	A - B	A - B
Drviteľnosť v ráze		-	-	0,47 - 0,66	-	-	B
Objemová hmotnosť	(kg/m^3)	3340 - 3388	3465 - 3625	3806		nepožaduje sa	
Merná hmotnosť	(kg/m^3)	3632 - 3645	3780 - 3783	4017		nepožaduje sa	
Sypná hmotnosť - voľne sypané kamenivo	(kg/m^3)	1877 - 1952	1773 - 1878	1564 - 1630		nepožaduje sa	
Sypná hmotnosť - strasené kamenivo	(kg/m^3)	2170 - 2228	2025 - 2210	1805 - 1893		nepožaduje sa	
Hmotnostná aktivita rádionuklidov ^{226}Ra	(Bq/kg)	13,6 ± 1,5	12,5 ± 1,8	-		nepožaduje sa	
Hmotnostná aktivita rádionuklidov a_{ekv}	(Bq/kg)	20,9 ± 1,8	18,3 ± 2,1	-		nepožaduje sa	

Tab. 2
Chemické zloženie demetalizovanej trosky*
(zloženie trosky po odstránení kovových zvyškov)

Zložka	Jednotka	Obsah	Zložka	Jednotka	Obsah
SiO_2	(%)	18,74	MnO	(%)	8,09
CaO	(%)	49,81	Fe_2O_3	(%)	6,31
MgO	(%)	8,80	FeO	(%)	6,59
S	(%)	0,079			

*Zo spracovania 107 t reprezentatívnej vzorky v laboratóriách firmy MultiServ Slovensko, s. r. o., Košice

cu nedôveru projektantov a dodávateľov stavieb k netradičným druhom kameniva. Stimulom na prekonanie nedôvery by mali byť už dokončené bezproblémové stavby (na vybudovanie diaľničného privádzača Budimír - Košice sa použilo 350 tís. t vysokopecného štrku z upravenej trosky VSŽ Košice) a výhodná cena, ako aj zahraničné - najmä české - skúsenosti s podobnými druhmi kameniva.

Obmedzujúcim faktorom je aj poloha producenta kameniva, pretože dopravné náklady predstavujú výrazný podiel na konečnej cene kameniva. Z predbežného odhadu vychodí, že kamenivo z oceliarenskej trosky by mohlo byť ekonomicky výhodné do dopravnej vzdialenosti 35 km. Ale v prípade Železiarní, a. s., Podbrezová je producent mimo diaľnice budovanej v prvých etapách rekonštrukcie cestnej siete Slovenska.

Na drenážne vrstvy ekologických stavieb

V súvislosti s odstraňovaním najmä nelegálnych skládok vznikajú požiadavky na inertnú štrkodrvinu do drenážnych vrstiev priesakovej vody a plošných drenáží na odvádzanie bioplynu. Problémy podobného typu sú v každom regióne a nároky na takýto materiál budú rásť aj v súvislosti so stavbou nosných skládok. Príkladom je projekt rekultivácie skládky TKO Podbrezová, v ktorom sa už uvažuje s využitím oceliarenskej trosky do odplyňovacej pokryvnej vrstvy.

Každé projekčné riešenie je špecifické, s osobitnými požiadavkami na materiál, a preto v niektorých prípadoch oceliarenská troska upravená na frakciu umelého hutného kameniva veľkosti 16 - 32 mm nebude zodpovedať požiadavkám projektantov.

Na navážky, násypy, zarovnávacie a prekryvné vrstvy

Troska sa doteraz využívala najmä na menej náročné ciele a je predpoklad, že to bude tak aj naďalej.

Využívať upravenú novovznikajúcu trosku na spomenuté účely by nebolo ekonomické. Počíta sa s využívaním materiálu starých háld upraveným odseparovaním kovových zvyškov za vzniku frakcie 0 - 63 mm, ktorá sa potom roztriedi na vibračnom triediči. Ale na takéto účely spravidla postačujú lokálne zdroje.

Posyp vzoriek

Nenáročná úprava suroviny a nevyhnutnosť posypu vozoviek v zimnom období zaručujú dopyt po takomto materiáli.

Ide však o sezónne požiadavky a obmedzené množstvo, čo uplatnenie trosky nerieši.

Umelé hutné kamenivo do betónu

Podľa výsledkov laboratórnych skúšok v zmysle STN 72 2014 o využití upravenej oceliarenskej trosky do betónu v blízkej budúcnosti nemožno uvažovať.

Korekčná cementárska surovina

Poloprevádzkové skúšky potvrdili vhodnosť jemných frakcií ako korekčnej prísady do cementu (Ladce). Využitie frakcie pod 10 mm tak zvýši úroveň zhodnocovania trosky, pretože táto frakcia nemá také dobré vlastnosti ako vyššie frakcie kameniva.

Obmedzujúcim faktorom sú potreby cementárskeho priemyslu a špecifické kvalitatívne požiadavky cementární.

Záver

Oceliarenská troska upravená na umelé hutné kamenivo je perspektívnym stavebným materiálom, najmä na spevnené a nespevnené podkladové vrstvy vozoviek a do drenáže ekologických stavieb. Kvalitnou úpravou trosky a úspešným marketingom možno riešiť problémy odpadového hospodárstva Železiarní, a. s., Podbrezová, znížiť environmentálnu náročnosť priemyselnej produkcie podniku a súčasne zvýšiť ekonomickosť výroby.

Technologický výskum a testovanie nerastných surovín

Oddelenie technológie nerastných surovín v Košiciach zabezpečuje nasledujúce služby:

- Laboratórny a modelový výskum čistenia kontaminovanej vody (banskej, priemyselnej a inej anorganicky a organicky znečistenej) prírodnými alebo umelo pripravenými sorbentmi.
- Laboratórny a modelový výskum vlastností a úpravy rudných a nerudných surovín, uhlia, háld, skládok, priemyselného odpadu a odkalísk s cieľom získať úžitkové zložky.
- Hodnotenie uvedených skúšok upraviteľnosti a príprava úpravníckych poloproduktov a finálnych koncentrátov na odskúšanie použiteľnosti v rozličných odvetviach hospodárstva.
- Mineralogické, chemické a technologické skúšky surovín a ich hodnotenie pre organizácie vykonávajúce geologickoprieskumné práce.
- Príprava a separácia úžitkových zložiek požadovanej čistoty a surovín, príprava koncentrátov až do hmotnosti 50 kg na výskumné, mineralogické, technologické, hutnícke, biotechnologické a iné účely.
- Vypracúvanie posudkov o kvalite suroviny (aj netradičnej, resp. nevyužívanej), druhotných surovín a odpadu s uvedením ich charakteristických vlastností (mineralogických, chemických, fyzikálnochemických, fyzikálnych, technologických, úpravníckych a biologicko-ekologických).
- Vypracúvanie posudkov o možných smeroch využitia suroviny alebo jej upravených produktov pri súčasnej úrovni technológie a svetovej alebo domácej úrovni cien, tzv. orientačné „feasibility study".

Geologická služba SR
odd. technológie nerastných surovín
Košice

Národná prírodná pamiatka Starohutský vodopád a Andezitové kamenné more

STANISLAV KATINA ml., Prírodovedecká fakulta UK, katedra botaniky, Révova 39, 811 02 Bratislava

Starohutský vodopád patrí medzi najnižšie položené vodopády na Slovensku a je jedným z najmohutnejších vodopádov v stredoslovenských neovulkanitoch. Z turistickej stránky si zaslúžil oveľa väčšiu pozornosť a publicitu ako doteraz, a nielen v regionálnom meradle. Týmto článkom sledujem aj takýto cieľ.

Vymedzenie územia

Podľa geomorfologického členenia (Mazúr a Lukniš, 1980) patrí národná prírodná pamiatka (ďalej NPP) Starohutský vodopád do oblasti Slovenské stredohorie, geomorfologického celku Pohronský Inovec a do rozhrania oddielu Vojšín a Lehotská planina. Podľa fytogeografického členenia (Futák, 1980) ho možno zaradiť do oblasti západokarpatskej flóry (Carpaticum occidentale), do obvodu predkarpatskej flóry (Praecarpaticum), do okresu Slovenské stredohorie a podokresu Pohronský Inovec.

Starohutský vodopád je v jv. časti Pohronského Inovca v katastri obce Stará Huta na bezmennom potôčiku, prítoku Starohutského potoka, pretekajúcom dolinou Babuliarka. Leží asi 6 km na Z od Novej Bane vo výške 495 m n. m. Je k nemu ľahký prístup zo štátnej cesty Nová Baňa - Veľká Lehota po lesnom chodníku asi 250 m na S. Chodník sa končí pri prírodnej prekážke - rozsiahlom skalnom amfiteátri, ktorý je súčasťou skalného systému prechádzajúceho chráneným územím.

Uznesením rady bývalého ONV v Žiari nad Hronom č. 258 z 2. 12. 1977 bol vyhlásený za CHPV. Podľa § 18 zákona č. 287/1994 Zb. O ochrane prírody a krajiny je Starohutský vodopád národnou prírodnou pamiatkou. Ide o parcelu č. 3931/1 s výmerou 4,24 ha, ktorá má v porastovej mape č. 264.

Výškové rozpätie tejto NPP je 485 - 506 m n. m. Najvyšším bodom územia je kóta Jašekova skala (506 m n. m.) v sv. cípe územia, z ktorej je pekná vyhliadka na Starohutskú dolinu a Pohronský Inovec. Systém skalných stien je v jz. časti uzavretá oblasťou, ktorú obyvatelia Starej Huty volajú Koch.

Prírodné pomery

Geologicky je opisované územie súčasťou stredoslovenských neovulkanitov. Širšie okolie vodopádu budujú mladotreťohorné vulkanické horniny zastúpené rozličnými typmi andezitu a andezitových vulkanoklastík. Telesá andezitu sa niekoľkonásobne striedajú s andezitovými vulkanoklastikami. Skalná stena - s výnimkou vodopádového stupňa - je vysoká 10 m a prechádza naprieč dolinou. Jej steny sledujú puklinové systémy smeru VSV-ZJZ a JV-SZ. Dolina, ktorej vyústením je skalný stupeň s vodopádom, sa viaže na zlomovú líniu (tektonickú poruchu), ktorú vodná erózia ďalej prehlbovala. V tomto mieste prekonáva potok spodnú polovicu skalného prahu väčšinou málo vodnatým vodopádom. Terénny stupeň tvoriaci prah vodopádu je vysoký 5 m. Takmer zvislá stena je z pyroxenického andezitu. Na dne doliny pod vodopádom a po jeho stranách sú balvany až bloky andezitu, ktoré sú spolu s ostatnou kamennou sutinou vo východnej časti výsledkom intenzívneho mrazového zvetrávania v pleistocéne. V doline nad vodopádom vystupujú na svahoch trochu odlišné typy hornín, a to sopečné uloženiny - tuf a aglomeráty, ktoré vznikli spevnením nerovnako veľkých úlomkov lávy (popola, prachu, piesku, bômb a blokov).

Je pravdepodobné, že potok najprv vyhĺbil dolinu v nekompaktných horninách a neskôr sa v tom istom smere (S-J) zaryl do odolnejšieho, ale rozpukaného andezitu. Dolinnú časť Starohutského vodopádu možno pokladať za typickú ukážku vývoja epigenetickej prielomovej doliny v karpatských pohoriach sopečného pôvodu.

Podľa morfogenetického klasifikačného systému pôdy (Hraško et al., 1991) patrí pôda územia NPP do pôdneho typu dystrické kambizeme (nenasýtená hnedá lesná pôda). Povrchovým horizontom je melanický horizont A1 v hrúbke asi 10 cm, potom nasleduje široký kambický horizont Bv a napokon horizont C, t. j. materská hornina. Výsledky pôdnych rozborov sú v tab. 1 a 2.

Pôsobivosť asi 5 m vysokého vodopádu závisí od prietočnosti potoka, ktorá je veľmi premenlivá podľa množstva atmosférických

Tab. 1

	pH voda	pH KCl	% $CaCO_3$	% MKK	% C_{ox}	% N_t	C:N	% hum.
A	4,72	4,6	0	40,26	1,73	0,126	13,73	2,98
B	5,2	5,08	0	34,11	0,90	0,014	64,29	1,55
C	5,8	5,65	0	28,99	0,45	0,014	32,14	0,78

Tab. 2

	mval/100 g S	mval/100 g H	mval/100 g T	% V	Rozklad celulózy (33 dní)
A	7,6	5,5	13,1	58,02	2,48
B	5,4	4	9,4	57,45	0,25
C	8,8	1,1	9,9	88,88	0

Vysvetlivky: Pôdne vzorky sú z rozličnej hĺbky jedného pôdneho profilu (do 5 cm = A, v 40 cm = B, v 100 cm = C), pH voda - aktívna pôdna reakcia, pH KCl - výmenná pôdna reakcia, MKK - maximálna kapilárna kapacita, C_{ox} - oxidovateľný uhlík, N - celkový N, % hum. - % humusu, S - obsah výmenných bázických katiónov, H - hydrolytická kyslosť, T - celková sorpčná kapacita, V - stupeň nasýtenosti sorpčného komplexu.

zrážok. Vo väčšej časti roka prietok kolíše v rozmedzí 2 - 3 l/s, ojedinele je až 5 l/s.

Vodopád je najkrajší na jar, keď potôčikom preteká najviac vody. Pôsobivé sú aj pestré ľadové výtvory v zime, ľadový pancier.

Jednou z mnohých rozsadlín v skalnej stene, ktorá sa smerom na JV postupne znižuje, možno vystúpiť do dolinného zárezu nad vodopádom. Potok aj tam tvorí sústavu kaskád a 15 m nad horným okrajom vodopádu asi 2-metrovú kaskádu. Možno tu nájsť aj plytké misovité priehlbiny modelované vírivým prúdom vody (obrie hrnce).

Údaje o podnebí boli namerané v hydrometeorologickej stanici v Malej Lehote počas kalendárneho roka 1994. Skúmané územie možno zaradiť do mierne teplej vlhkej oblasti s priemernou ročnou teplotou 9,1 °C, relatívnou vlhkosťou 73 %, rýchlosťou vetra 2,7 m/s a s ročnými zrážkami 940 až 950 mm. Pre vhodný smer a rýchlosť vetra škodliviny zo ZSNP Žiar nad Hronom sledované územie významnejšie nezasahujú.

Na základe analýzy prírodných hodnôt z hľadiska ochrany rozlišujem tri rozdielne funkčné priestory.

1. Najhodnotnejšou časťou je vlastný vodopád so sprievodom brál a skaliek na Z a V od neho.

2. Stredne hodnotnou časťou je skalná sutina pod bralnatou časťou, ktorú zväčša obsadzuje a stabilizuje lesný porast.

3. Ostatná plocha je výplňou medzi predchádzajúcimi časťami a obvodovou hranicou NPP. Plní aj funkciu vnútorného ochranného pásma.

Výsledky botanického a zoologického prieskumu

V minulosti sa pred vodopádom rozprestieral starý jedľovo-bukový porast, ktorého priehľadnosť zvyšovala zaujímavosť a umocňovala krásu prostredia. Dnešný porast patrí do kategórie ochranných lesov s pôdoochrannou funkciou na strmom skalnom svahu a kamennej sutine. Vodopád je v jz. časti lesného porastu. Les by sa dal zaradiť do skupiny dubovo-hrabových lesov. Podrast je floristicky chudobný. Spomalená humifikácia listov a ich hrubšia vrstva na povrchu pôdy nedovoľujú presadiť sa mnohým druhom rastlín. Dominuje tu hlavne *Galium odoratum* (L.) Scop. - lipkavec voňavý, *Galium schultesii* Vest. - lipkavec Schultesov, *Asarum europaeum* L. - kopytník európsky, *Dentaria bulbifera* L. - zubačka cibuľkonosná, *Melica uniflora* Retz. - mednička jednokvetá, *Carex leporina* L. - ostrica zajačia. V redšom presvetlenom poraste na svahoch s jv. expozíciou je humifikácia lepšia. Prejavuje sa to bohatším porastom s druhom *Luzula luzuloides* (Lamk.) Danky et Wilm. subsp. *luzuloides* - chlpaňa hájna pravá, *Digitalis grandiflora* Mill. - náprstník veľkokvetý, *Campanula* L. - zvonček, *Hieratium murorum* L. - jastrabník lesný.

Počas vegetačného obdobia roku 1995 som na území NPP Starohutský vodopád našiel 185 druhov rastlín. Z nich do Červeného zoznamu papradí a kvitnúcich rastlín flóry Slovenska so zaradením do siedmich kategórií (Ex - vyhynutý druh, E - kriticky ohrozený d., Vm - veľmi ohrozený d., V - ohrozený d., R - vzácny d., Ed - endemit, I - potenciálne ohrozený d.) patria: *Arum alpinum* Chott et Kotschy - áron alpský (E, R), *Cephalanthera longifolia* (L.) Fritsch - prilbovka dlholistá (V), *Lycopodium clavatum* L. - plavún obyčajný (I), *Scilla bifolia* L. subsp. *danubialis* Speta - scila dvojlistá podunajská (I), *Scrophularia vernalis* L. - krtičník jarný (V).

Z kriticky ohrozených živočíchov možno na sledovanom území nájsť tieto druhy: *Astacus astacus* L. - rak riečny, *Salamandra salamandra* L. - salamandra škvrnitá, *Triturus montandoni* Boul. - mlok karpatský, *Triturus vulgaris* L. - mlok bodkovaný. Je tu aj viac vzácnych endemitov Karpát (Mollusca - mäkkýše): *Bielzia coerulans* M. Bielz, *Cochlodina cerata* Rossmässler, *Limax cinereoniger* Wolf, *Helicigona faustina* Rossmässler, *Vestia turgida* Rossmässler.

Vzhľadom na charakter lokality by bolo dobre v blízkej budúcnosti vykonať algologický, bryologický a inventarizačný prieskum fauny územia. Tak by sa vytvoril na NPP Starohutský vodopád ucelený pohľad.

NPP Andezitové kamenné more

NPP Andezitové kamenné more sa nachádza v katastri obce Malá Lehota a zaberá plochu 1,43 ha. Je to jedinečný geologicko-geomorfologický útvar. Širšie okolie tvoria prvohorné horniny (karbónska bridlica, arkóza a zlepenec), ako aj malé telesá bázických intruzívnych hornín a druhohorné horniny, a to bazálny kremenec triasu. Okrem nich sú zastúpené aj pestré, tzv. verfénske vrstvy (pestrý pieskovec, arkóza a bridlica), ako aj vápenec. Do územia okrajovo zasahuje treťohorný vulkanizmus. NPP je zvyškom andezitového lávového prúdu, ktorý sa rozpadol pozdĺž puklín vzniknutých pri tuhnutí lávy v treťohorách na množstve 5- až 6-bokých stĺpov. Súčasné kamenné more je zvyškom pôvodne rozsiahlejšieho útvaru, z ktorého obyvatelia Malej Lehoty brali kameň na stavebné účely. Potvrdzujú to bloky hornín so stopami po vŕtaní a inej činnosti. Rozšíreniu vegetácie na tejto ploche zabránila hrubšia vrstva balvanov, ktoré sú výsledkom mrazového zvetrávania v starších štvrtohorách. Na blokoch hornín možno vidieť lišajníkovú výzdobu.

Záver

Vzhľadom na ojedinelosť a pôsobivosť vodopádu by sa malo územie NPP viac využívať na turistiku najmä občanov z Novej Bane a širokého okolia. Práve preto bol 28. 8. 1996 otvorený a verejnosti sprístupnený náučný chodník Vojšín, ktorého súčasťou je aj Starohutský vodopád. Trasa má osem zastávok s informačnými panelmi, prekonáva výškový rozdiel 350 m a dá sa prejsť asi za 4 hodiny. Smeruje zo Starej Huty cez Starohutský vodopád, ďalej cez Jašekovu skalu, Sedlovú skalu, mokraďný biotop Jazarec a Bujakov vrch na kótu Vojšín a odtiaľ k NPP Andezitové kamenné more. Náučný chodník je obojstranný a na informačných tabuliach poskytuje geologické, geomorfologické, botanické, zoologické, historické i kultúrne poznatky.

Poďakovanie. Ďakujem RNDr. D. Černušákovej, CSc., a RNDr. M. Bizubovej (katedra fyzickej geografie a geoekológie) za všestrannú pomoc, odborné vedenie, cenné rady a pripomienky.

Literatúra

Burkovský, J., 1991: Osobitný režim ochrany CHPV Starohutský vodopád. *ÚŠOP Liptovský Mikuláš - stredisko ochrany prírody Banská Bystrica, 11.*

Feráková, V. & Maglocký, Š., 1993: Red list of ferns and flowering plants (Pteridophyta and Spermathophyta) of the flora of Slovakia (the second draft). *Biologia, 48, 4, 361 - 385.*

Grunda, B., 1960: Metoda hodnocení rozkladu celulozy v lesních půdach. *Lesnický časopis, 13, 9, 807 - 811.*

Hraško, J. et al., 1962: Rozbory pôd. *SVPL, Bratislava, 342.*

Hraško, J. et al., 1991: Morfologický klasifikačný systém pôd ČSFR. *VÚPÚ, Bratislava, 107.*

Katina, S., 1994: Rastlinstvo Starohutského vodopádu (BiO-A) Nová Baňa. *Gymnázium Nová Baňa.*

Katina, S., 1996: NPP Starohutský vodopád (ŠVOČ). *Katedra botaniky PriF UK Bratislava.*

Kolektív, 1994: Správa o kvalite ovzdušia a podiele jednotlivých zdrojov na jeho znečisťovaní v Slovenskej republike. *SHMÚ, MŽP SR, Bratislava.*

Lukniš, M. & Mazúr, E., 1980: Atlas SSR. Geomorfologické jednotky 1:500 000. *SÚGK, SAV Bratislava.*

Šteffek, J., 1988: Starohutský vodopád a život okolo neho. Červená kniha živočíchov a rastlín okresu Žiar nad Hronom. *ODPaM Žiar nad Hronom.*

30. medzinárodný geologický kongres

(Peking, Čína, 4. - 14. 8. 1996)

Medzinárodný geologický kongres (ďalej MGK) je veľmi stará a opakujúca sa medzinárodná vedecká akcia najvyššej úrovne. Prvý sa uskutočnil roku 1878 v Paríži pri príležitosti svetovej výstavy a bolo na ňom 310 účastníkov z 23 krajín, prevažne z Európy a Severnej Ameriky. Potom počet účastníkov postupne narastal a do 18. kongresu v Moskve (1937) sa udržiaval pod hranicou 1000.

Po prvých MGK, ktoré sa konali každý tretí rok, nasledovali prevažne štvorročné medziobdobia. Zdá sa, že sa takýto pravidelný rytmus v prípade kongresu v Londýne (roku 2007) opäť poruší.

Základné údaje o 30. medzinárodnom geologickom kongrese

Na 30. MGK (30th IGC) sa zúčastnilo 6176 geovedcov zo 101 krajín a regiónov (3536 z usporiadajúcej krajiny, 2640 zo zahraničia).

Jeho základnou náplňou bola vedecká činnosť. Organizačný výbor dostal 8310 abstraktov a z nich 7760 vyšlo tlačou v troch zväzkoch. Okrem toho prišli organizátori s novinkou. Všetci účastníci (zadarmo) dostali aj CD-ROM so základnými dokumentmi kongresu. Vedúci sympózií v priebehu kongresu zorganizovali vydanie (VSP Publishers, Holandsko) 20 špecializovaných tematických zväzkov.

Počas kongresu sa realizovali prakticky všetky plánované akademické aktivity. Boli prednesené štyri vyžiadané plenárne referáty na globálne témy, bolo 303 zasadnutí sekcií s 2619 ústnymi vystúpeniami. Na 2186 posteroch prezentovali výsledky výskumu ďalší jednotlivci a tímy. Okrem toho sa konalo 20 krátkych kurzov a pracovných diskusií. Vedecký program sa orientoval na geológiu kontinentov.

Najväčšiu pozornosť vyvolala problematika tektoniky kontinentov, energetických surovinových zdrojov, abiotickej sféry životného prostredia, znižovania geologických rizík ai. Veľa ráz sa konštatovalo, že výsledky prác geovedcov budú mať obrovský a nezastupiteľný vplyv na sociálny rozvoj a ekonomickú prosperitu v 21. storočí.

Odborné exkurzie už tradične patria medzi základné akcie kongresov. 79 geologických exkurzií zameraných na najrozmanitejšie oblasti geovied a praktickej ľudskej činnosti navštívilo 27 čínskych provincií a miest a bolo vytlačených 84 exkurzných sprievodcov (dostali ich len účastníci konkrétnych exkurzií).

Vedecká výstava GEOEXPO'96 bola v Číňskom svetovom obchodnom centre 4. - 9. augusta. Išlo o veľkolepú prehliadku všetkého (či skoro všetkého) nového v geovedách, ale aj v technológiách, výučbe, popularizácii či v praktickom využívaní darov prírody (drahé a ozdobné kamene a minerály). Na výstave sa predstavilo 179 vystavovateľských organizácií z 24 krajín, navštívilo ju vyše 3000 návštevníkov a počas nej bolo sedem technických diskusií s vyše 500 účastníkmi.

V rámci kongresu sa v spolupráci so 16. národným čínskym geologickým táborom mládeže 5. - 13. septembra konal Kongres mládeže (vyše 200 mladých priaznivcov geovied; exkurzie do okolia Pekingu mali cieľ ukázať unikátne prírodné fenomény mladým ľuďom, ktorí sa ešte len rozhodujú pre životné povolanie, a mali slúžiť na užitočné vzájomné spoznávanie sa mladých ľudí rozličných rás práve na báze geologických fenoménov).

Podľa dobrej tradície sa organizovali aj spoločenské programy pre sprevádzajúcich členov účastníkov kongresu (manželky a deti) a rad exkurzií priamo v Pekingu, v jeho okolí, ako aj večerné programy. Počas kongresu premietli 50 geovedných filmov, resp. videoskaziet. Denne vychádzali 30tri IGC news a prinášali doplnkové údaje o kongrese, o zmenách programu atď.

Program Geohost finančne podporilo UNESCO a čínska vláda a v rámci neho dostalo podporu na účasť na 30. MGK 159 (prevažne mladých) geovedcov.

Ako každé stretnutie "spriatelených duší", aj tento kongres poskytol možnosti na nadväzovanie nových priateľstiev, upevnenie predchádzajúcich osobných kontaktov či na formulovanie medzinárodných projektov ai.

30. MGK mal plnú podporu vlády Čínskej ľudovej republiky. Počas kongresu prijal prezident Čínskej ľudovej republiky poprednýchsvetových vedcov, reprezentantov IUGS a 30. MGK a premiér Li-Peng, čestný prezident kongresu, predniesol na otvorení pozdravný prejav. K celkovému úspešnému priebehu kongresu prispelo aj niekoľko stoviek dobrovoľných asistentov študentov, ktorí úlohu hostesov či hostesiek a všestranných pomocníkov vykonávali s nevšednou ochotou.

Zaujímavou ponukou boli návštevy niektorých inštitúcií v Pekingu (univerzít, Štátnej geologickej služby, Geologického ústavu Čínskej akadémie vied). Využil som príležitosť a navštívil som dve vysokoškolské výchovné zariadenia - Čínsku univerzitu geologických vied a Pekinskú univerzitu. Informácie a demonštrácia k tomu patriacich vecí (najmä múzeí, fakúlt či univerzít), žiaľ, neumožňujú podať hlbší rozbor ich výchovnej, vzdelávacej a odbornej činnosti. Obidve univerzity sú v ohradených kampusoch, v ktorých žije, pracuje a študuje vždy niekoľko desaťtisíc pracovníkov a študentov.

Na záverečnom plenárnom zasadnutí 30. MGK bola udelená medzinárodná Spendierova cena (mladého nadaného vedca, člena organizačného výboru MGK v St. Petersburgu roku 1897, ktorý počas kongresu tragicky zahynul). Cenu udeľuje Národný komitét geológov Ruska a Ruská akadémia vied. Na 30. MGK ju udelili prof. Liu-Bao-junovi, významnému čínskemu sedimentológovi.

Slovenskú republiku prijali za člena IUGS

Činnosť IUGS medzi medzinárodnými geologickými kongresmi riadi "výkonný výbor", ktorý tvorí predseda (prezident), podpredsedovia (viceprezidenti) a generálny tajomník a zasadá spravidla raz až dva razy ročne.

Zásadné otázky IUGS sa riešia na zasadnutí rady (Council) počas MGK. V Pekingu boli dve zasadnutia Rady IUGS. Na prvom 9. augusta bola Slovenská republika spolu s ďalšími šiestimi štátmi hlasovaním prijatá za riadneho člena IUGS a podľa počtu obyvateľov zaradená do triedy II s členským 800 USD na rok. Stalo sa tak, keď NGK SR poskytol žiadané údaje (o počte katedier, na ktorých sa vyučujú) prednášajú geovedné disciplíny, informácia o tom, že v SR bola ustanovená štátna geologická služba, o doktorandskom štúdiu, o počte profesionálnych geológov, informácie o odborných periodikách, o zapojení našich geovedcov do riešenia projektov IGCP/UNESCO ai.).

Zmeny v riadiacich funkciách IUGS

Štatút IUGS je jednoznačný: funkcionári sa volia na štyri roky s možnosťou znovuzvolenia na ďalšie štyri roky. Podľa toho nastali v riadiacich orgánoch IUGS nasledujúce zmeny:

Doterajšieho prezidenta IUGS, ktorým bol prof. Fyfe z Kanady, nahradil (voľbou) dr. Robin Brett z USA, ktorý bol sedem rokov generálnym sekretárom IUGS. Prof. Fyfe bol súčasne zvolený za predsedu pracovnej skupiny výchovy v geologických vedách.

Za generálneho tajomníka IUGS bol zvolený prof. Attilio Carlo Boriani (Taliansko), jeden z doterajších viceprezidentov IUGS. (Je zaujímavé, že sekretariát IUGS finančne zaisťuje Norges geologiska undersökelse v Trondheime, ale nový generálny sekretár pôsobí v Taliansku. Oficiálne sa o tom nič neoznámilo.)

Najrozsiahlejšie zmeny nastali na postoch viceprezidentov. Namiesto doterajších boli zvolení: Francisco Hervé (Chile), Dunyi Liu (Čína), Vilen Zharikov (Rusko), Gábor Gaál (Maďarsko), Ikuo Kushiro (Japonsko), Ian Speden (Nový Zéland), Isaac Nyambok (Keňa) a Wissam Al-Hishimi (Irak). Za pokladníka IUGS bol zvolený Zdeněk Johan (Francúzsko).

Kde budú ďalšie kongresy

V ostatných desaťročiach sa o usporiadanie MGK spravidla uchádzalo viac štátov. Tak je to aj teraz.

O usporiadanie 31. MGK roku 2000 už pred rokmi prejavila vážny záujem Juhoafrická republika i Brazília. Na 1. koncile IUGS 8. augusta 1996 získala v tajných voľbách právo usporiadať 31. MGK Brazília. Okrem prednosti obidvoch kandidátov asi zavážila politická nestabilita a slabá záruka osobnej bezpečnosti účastníkov kongresu v prípade Juhoafrickej republiky.

Ostrá polemika na obidvoch zasadnutiach koncilu IUGS počas kongresu v Pekingu bola o usporiadaní 32. MGK roku 2004. Uchádza sa oň Taliansko (Florencia) aj Rakúsko (Viedeň). Obidve delegácie už pred kongresom vyvíjali aktivitu na podporu svojej kandidatúry. Taliansko argumentovalo najmä koncentráciou ubytovacích a prednáškových kapacít v strede Florencie, ponúklo tému The geology of the Mediterranean area, the role of geosciences for the mitigation of geological hazards and for sustainable development, exkurzie do stredozemnej oblasti (najmä na miesta aktívnej vulkanickej činnosti), do pásmových pohorí okolo Stredozemného mora a exkurzie aj mimo talianskeho územia.

Rakúšania zdôraznili, že kongres bude odborne zameraný na geológiu alpinotypnej strednej Európy, panónskeho bazéna a českého masívu. Keďže usporiadanie 32. MGK vo Viedni by bolo pre slovenskú geológiu v nasledujúcich desaťročiach neopakovateľnou príležitosťou predstaviť sa svetovej odbornej verejnosti (účasť na kongrese, vedenie exkurzií do Západných Karpát, príp. práca v komisiách na prípravu), NGK SR písomne podporil kandidatúru Viedne. Vyjadrenie sme poslali prof. Walbrecherovi, prezidentovi NGK Rakúska, a dr. R. Brettovi, prezidentovi IUGS. Treba dodať, že sa podľa stanov IUGS právo usporiadať nasledujúci MGK prideľuje na poslednom predchádzajúcom kongrese, čiže o Florencii alebo o Viedni sa rozhodne na budúcom kongrese. V súvislosti s uvedeným nepomohli ani žiadosti rozhodnúť už roku 1996. Taliani argumentovali, že majú podporu (aj financie) od súčasnej vlády, Rakúšania zas, že sa Kongresové centrum OSN vo Viedni zabezpečuje 15 (!) rokov vopred. Rozhodne sa až roku 2000 v Riu de Janeiro.

O právo usporiadať 33. MGK roku 2007 sa zatiaľ uchádza Anglicko. Ako dôvod uvádza 100. výročie založenia štátnej geologickej služby.

D. Hovorka

Poznatky z 30. medzinárodného geologického kongresu

Vedecká komunita zaoberajúca sa špeciálne geochronologickými a izotopovými metódami má svoje vlastné svetové (ICOG) a európske (ECOG) stretnutia, takže na 30. medzinárodnom (svetovom) kongrese v Pekingu sa mnoho tém o izotopoch predniesli v rámci väčších regionálnych prác.

Geochronologické a iné izotopové metódy majú pevné a nezastupiteľné miesto takmer vo všetkých oblastiach modernej geológie. Časovo sa všetky prednášky o izotopoch nedali stihnúť, ale už z ich tém vyplynulo, že tendencie pri rozširovaní aplikačných možností izotopovej geológie smerujú do takých oblastí, kde nové metodiky, resp. technická inovácia pomohli prekonať doterajšie bariéry.

Pretože cieľom tejto informácie nie je referovať podrobne o absolvovaných prednáškach, zhrniem svoje dojmy do tematických okruhov, ktoré ma upútali obsahom a v ktorých sa vďaka izotopovým prácam - podľa mojej mienky - dosahuje výrazný pokrok.

1. V chápaní vývoja zemskej kôry sa po tisíckach analýz zirkónových zŕn zo starých štítov dosiahol významný posun. Vďaka veľmi citlivým metódam, aké umožňuje SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe), možno dnes geochronológiu archaika robiť s rozlíšením na 20 Ma a z jedného zrna urobiť niekoľko U/Pb analýz, pretože jeden analytický bod v priemere reprezentuje 25 mikrometrov na povrchu jedného zrna. Táto metóda je pri štúdiu starých hornín, resp. zirkónového detritu dominujúca.

Prednášky na túto tému prezentovali najnovšie poznatky z najstarších hornín na Zemi. Kľúčovou otázkou je rekonštrukcia tvorby kôry v archaiku. Zo štúdia zirkónu z hornín starších ako 3,6 Ga vychodí, že iba veľmi málo zirkónov má starší vek ako 4,2 Ga, resp. 3,9 Ga. Aj metasedimentárne sekvencie zo sz. Grónska staré 3,8 - 3,6 Ga ich obsahujú veľmi málo, a preto je pravdepodobné, že v archaiku objem kôry postupne rástol, ale nie na úkor masívnej recyklácie "primordiálnej" sialickej kôry. Ako zaujímavosť treba spomenúť, že najstarší nameraný pozemský vek (4270 Ma) je z detritického zirkónu zo západnej Austrálie. V súčasnosti sa najstaršie pozemské horniny našli v severných kanadských teritóriách (4010 - 3960 Ma, známe ako rula Acasta). Sú o pár desiatok miliónov rokov staršie ako doteraz najstaršie horniny zo sz. Grónska. K takémuto veku sa blížia metamorfované horniny zo severu Číny - 3,81 Ga. Vek z Aldanského štítu, resp. z provincie Borborema (sv. Brazília) je mladší (cca 3,5 Ga).

2. Mimoriadna pozornosť sa venuje metódam umožňujúcim priame datovanie rudných minerálov. Pre klasickú geochronológiu je to doteraz problematická oblasť, pretože rudné telesá väčšinou neobsahujú minerály, ktoré by bolo možno známymi geochronologickými technikami datovať priamo. Zdá sa, že aj tu svitajú lepšie časy. V niekoľkých prednáškach sa použil Re-Os geochronometer na datovanie W-Mo rudných ložísk, pričom v jednom prípade malo ložisko vek iba 150 Ma! Aj keď nie som špecialista na stabilné izotopy, musím spomenúť významné referáty, v ktorých použitie izotopov Sr, S, C a O výrazne pomohlo pri poznávaní genézy ložísk.

3. Zaujímavý a stimulujúci bol príspevok zo štúdia muskovitu z hornín postihnutých duktilnou alpínskou deformáciou. Aj keď takúto tému mal iba jeden príspevok, vyzdvihujem ho preto, lebo spochybňuje koncept blokujúcej teploty minerálov, a teda jej termochronologickú aplikáciu. Koncepcia stará vyše 20 rokov, na ktorej je založená interpretácia diskordantných Rb/Sr, K/Ar vekov v monotónne chladnúcich terénoch, predpokladá, že otváranie radiačných systémov (reseting) je výsledkom difúzie dcérskych nuklidov, ktorú ovplyvňuje iba výška teploty. Príklad z východných Álp dokumentuje, že K/Ar systém v sľude z hornín bez známok deformácie (aj keď sa v nej dosiahla vysoká teplota počas alpínskej metamorfózy) je odolnejší voči strate rádiogénnych izotopov ako v sľude pochádzajúcej z deformovaných hornín. Teplota teda nemusí byť jediným faktorom spôsobujúcim reseting. Zdá sa, že sama deformácia hornín hrá veľkú úlohu, a to najmä vtedy, keď prebieha pri teplote blízkej teplote blokujúcej Ar, resp. Sr v mineráloch.

4. Štúdium izotopov Sr sa začína významne využívať aj v sedimentárnych horninách. V súčasnosti jestvuje kalibrácia zmien $^{87}Sr/^{86}Sr$ v morskej vode na geologickú škálu času od 450 Ma po recent, čo umožňuje využívať tento pomer na priamu vekovú koreláciu sedimentov. Aj keď na túto tému nebolo veľa prednášok, odzneli v rozličných sekciách - technologických aj aplikačných. SIS (Sr izotopová stratigrafia) je vo výskume schránok fosílií a sedimentov ešte v plienkach, ale som presvedčený, že prinesie významný pokrok pri riešení stratigrafických a sedimentologických otázok.

4. Na záver tejto stručnej informácie spomeniem nové techniky v geochronológii. Aj keď sa prevratné technické či metodické novinky neobjavujú často, zaujali ma dve, ktoré sa môžu výrazne presadiť pri štúdiu plutonických, metamorfovaných a sedimentárnych hornín.

Prvá sa týka hľadania nových kritérií na výber glaukonitu určeného na K/Ar datovanie. Glaukonit je jeden z mála minerálov vhodných na datovanie veku sedimentárnych hornín, avšak je známe, že často poskytuje nižší vek, ako je známy stratigrafický vek, čo zapríčiňujú chemické zmeny v minerály. Mössbauerovou spektroskopiou sa vyšetroval glaukonit rôzneho veku, aby sa zistil rozhodujúci faktor týchto zmien. Výsledky dokazujú, že glaukonit s vysokým počiatočným Fe^{2+}/Fe^{3+} je náchylnejší na takéto premeny, a teda nevhodný na datovanie.

Druhou novinkou je $^{210}Pb/^{206}Pb$ datovanie zirkónu. Klasická U/Pb metóda využíva na určenie koncentrácie U, Pb izotopové značkovače (spike) s extrémnym izotopovým zložením týchto prvkov, ktoré sa pridávajú do vzoriek. Nový postup túto procedúru odstraňuje. Využíva existenciu ^{210}Pb ako medziproduktu rozpadového radu ^{238}U - ^{210}Pb - ^{206}Pb. V rádioaktívnej rovnováhe sa pomer $^{210}Pb/^{238}U$ rovná hodnote 5×10^{-9}, takže v princípe U-Pb meranie z dvoch filamentov možno nahradiť Pb/Pb meraním izotopového pomeru priamo z jedného filamentu (podobná technika sa využíva pri $^{40}Ar/^{39}Ar$ metóde, kde sa časť atómov ^{39}K ožarovaním rýchlymi neutrónmi mení na ^{39}Ar, čím sa dve určenia koncentrácie ^{40}Ar a K nahrádzajú priamym meraním pomeru $^{40}Ar/^{39}Ar$). Pravda, tento pomer je extrémne nízky a na meranie sa vyžadujú špeciálne emitéry aj detektory. Uvidíme, či bude táto metóda v budúcnosti úspešná.

J. Král

Slovenské vína a vinohrady z hľadiska geológie

MILAN MIŠÍK, katedra geológie a paleontológie PFUK v Bratislave

Dávno sa vie, že osobitosti rozličných druhov vína v nemalej miere závisia aj od rozdielov v materských, substrátových horninách a s nimi spätých typov pôdy. Už klasik geológie a objaviteľ príkrovov Maurice Lugeon napísal sedemstránkovú publikáciu o geológii vína (obr. 1) a dnes majú Francúzi aj hrubú knihu o spätosti terénu so špeciálnymi známymi druhmi vína (Pomerol, red.: Vin et les terroirs de France; anglický preklad: Wine and winelands of France; a geological journey, 344 s.). Pre geológov sú v nej načrtnuté mnohé trasy exkurzií, pri ktorých sa okrem zaujímavých odkryvov odporúča aj návšteva vybraných vínnych pivníc (sklepov) spojená s degustáciou vína. Píše sa v nej o prekvapujúcich detailoch, napríklad o rozdielnom bukete vína Camay z jedného chotára podľa toho, či rastie na granite alebo na ílovitých bridliciach.

Nemálo geológov a pedológov spája obidve spomenuté záľuby. Aj v Českej republike už vyšla brožúrka Suka a Steklíka Geologie a víno (Brno, Moravské zemské muzeum, 1995, 68 s.). Dávna tradícia slovenského vinohradníctva a vinárstva aj nás nabáda vypĺňať túto medzuru.

Dotknime sa najprv paleobotanickej histórie viniča (Vitis vinifera). Rod Vitis sa objavil na Zemi už pred viac ako 90 miliónmi rokov v cenomane, a to na prekvapujúcom a dnes na jeho pestovanie nepriaznivom mieste - na Sachaline. Približne odvtedy je známy aj z hornín Kazachstanu (Němejc, 1975, Paleobotanika 4). Najstaršie nálezy jeho semien sú z londýnskeho eocénneho ílu. Hojné nálezy listov a semien druhu *Vitis teutonica* boli opísané z vrchného miocénu od Oeningenu, známeho náleziska mloka *Andrias scheuchzeri*, kedysi pokladaného za „kostru hriešnika, smutného svedka potopy". Zo Slovenska opísal listy viniča *Vitis teutonica* Sitár, a to zo sladkovodného vrchného miocénu od Vyšného Skálnika pri Rimavskej Sobote, z Bystričky v Turčianskej kotline a z diatomitov od Močiara pri Banskej Štiavnici (obr. 2) a semienko tohto druhu našiel v sedimentoch z rohrania neogénu a kvartéru v Hajnáčke.

Divý vinič *Vitis silvestris*, predchodca pestovaného viniča, dodnes rastie v južnejších oblastiach Slovenska. Pestovaná odroda *Vitis vinifera* mala svoj domov v Indii a na Slovensko sa dostala s Keltmi. Halštatské hradisko zo železnej doby Molpír pri Smoleniciach (dnes pekne sprístupnené v podobe náučného chodníka) poskytlo najstaršie archeologické doklady začiatkov vinárstva na našom území - nádoby na víno a vinárske nože zo 7. alebo 6. stor. pred Kristom. O rozvoj jeho pestovania na Slovensku sa zaslúžili Rimania. Z Kostolnej pri Dunaji pochádza najstaršie zobrazenie strapcov hrozna s listami v celom strednom Podunajsku, a to na hlinenej nádobe (skyphos) z polovice 1. stor. po Kristovi. Víno slúžilo na cirkevné potreby našich predkov po prijatí kresťanstva. Svedčia o tom tri zachované modlitby za vinič, ktorých autorom je Cyril a Metod. Ale čoskoro sa víno ukázalo aj z horšej stránky a tá prinútila vierozvestov stanoviť štyri tresty pre hriešnikov, ktorí sa opili. Prvá konkrétna zmienka o vinohradoch v Bratislave a Devíne je v listine kráľa Bela IV. z roku 1254. O dejinách vinárstva na našom území sa možno dozvedieť z bohatej literatúry kníh alebo z vinohradníckej expozície Mestského múzea v Bratislave na Radničnej ul. 4.

Pôdu našich vinárskych rajónov najčastejšie tvoria nasledujúce horniny.

Granitoidy sú hlavným substrátom malokarpatskej oblasti, najväčšej rozlohou viníc. Na elúviách granitu sa nachádzajú vinohrady v okolí Bratislavy, Karlovej Vsi, Rače, Jura, Limbachu, Pezinka (tam podradne aj na kryštalických bridliciach - pararulách a migmatitoch), Modry a tiež Lamača, ktorý je z nich jediný na opačnej strane, na sv. svahoch Malých Karpát. Na granitoidoch sú vinohrady aj pri Nitre - Zobore (tam sčasti aj na spodnotriasovom kremeni) a v bezprostrednom okolí Hlohovca.

Kryštalická bridlica, najmä devónske fylity harmónskej skupiny, vytvárala pôdu viníc pri Dubovej a Doľanoch; v okolí Orešian sa k nej pripája aj spodnotriasový kremenec.

Vápenec jury poskytuje vápnitohlinitú pôdu pre svojrázne víno od Horných Orešian.

Dolomity triasu sú zriedkavým substrátom v okolí Hlohovca, Radošinej a Nového Mesta nad Váhom.

Ílovitá bridlica a pieskovec flyšového pásma, patriace do eocénu bielokarpatskej jednotky, vytvorili ťažkú kamenitú pôdu v okolí Skalice pre známy skalický rubín. Takýto podklad má väčšina viníc aj v okolí Myjavy.

Neovulkanity patria medzi najpriaznivejšie substrátové horniny vinohradníckej pôdy. Väčšinou ide o pyroklastiká andezitu, ale v chýrnej tokajskej oblasti (Veľká a Malá Tŕňa, Viničky, Malá Bara, Slovenské Nové Mesto) sú významne zastúpené aj ryolity. Tu treba spomenúť ešte Kráľovský Chlmec, Trebišov, Moldavu nad Bodvou, Sobrance, Krupinu, Modrý Kameň, sčasti Rimavskú Sobotu a Kamenicu nad Hronom pri Štúrove.

Neogénne sedimenty, miestami kombinované s kvartérnou sprašou a terasovým štrkopieskom, tvoria asi najväčšiu časť chotárov s vinicami, aj keď podradných z kvantitatívnej stránky.

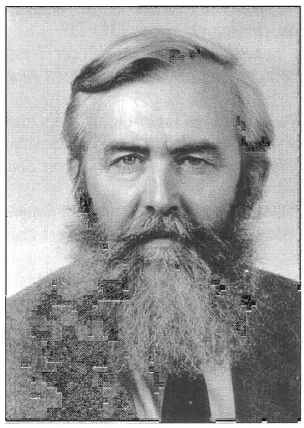
Spodnomiocénny egerský šlír tvorí pôdu v okolí Tornale, Rimavskej Soboty (maďarské mesto Eger poskytlo nielen názov egerskému stupňu, ale aj značku známemu vínu). V okolí Jesenského je to pieskovec egenburgu a rovnakého veku je aj pieskovec a zlepenec pri Novom Meste nad Váhom.

Piesok a rozpadavý piesčitý vápenec bádenu sú substrátom viníc nad Devínom. Sarmatský vápnitý íl a piesok vyživujú vinič pri Holíči, Leviciach, Novom Tekove (tu aj oolitický vápenec), Šalove a Želiezovciach.

Sedimenty najmladšieho neogénu a kvartéru sa zúčastnili na tvorbe viničnej pôdy pri Vajnoroch, Bernolákove, Slovenskom a Chorvátskom Grobe, Viničnom, Báhoni, Budmericiach, Malej Bare, Zemianskom Sokolci, Seredi, Galante (pestrý íl pontu, miestami s pieskom a štrkom), Šali (kolárovské súvrstvie pontu), Kravanoch, Bohatej, Nových Zámkoch, Hurbanove a pri Svätom Petre.

Umiestnenie viníc je v podstatnej miere otázkou geomorfológie. Nevýhodná je rovina, kde sa využívajú aj malé kopčeky z hornín lepšie odolávajúcich erózii, výhodné sú svahy obrátené na J. Okrem substrátových hornín sa záujem geológa sústreďuje na eróziu, zriedka aj na iné dynamické javy, ako je napríklad zasypávanie viníc viatym pieskom v chotári obce Svätý Peter pri Dunaji. V neposlednom rade je to aj prítomnosť priaznivých hornín na hĺbenie vínnych pivníc, ktoré spolurozhodujú o kvalite vína. Ktovie, či k rozdielom v chuti neprispieva aj prirodzená rádioaktivita hornín; pivnice v granite ju majú aspoň štyrikrát vyššiu ako vo vápenci. Z historického hľadiska sú pozoruhodné vínne pivnice v tokajskej oblasti, ktoré vyhĺbili Turci už v 16. stor.

Slovenské vína si z hľadiska substrátových hornín zaslúžia oveľa väčšiu pozornosť. Tak by sa azda vysvetlili niektoré súvislosti doteraz unikajúce vinárskym odborníkom, degustátorom a znalcom vína. Dnes by podnikateľské kruhy mohli úspešne využiť geologické fakty aj na reklamu, ktorá by sugestívne upozorňovala konzumentov, že ich víno má v sebe živiny zo žuly stuhnutej pred 350 miliónmi rokov alebo zo sopečného popola, ktorý vychrlila andezitová sopka pred 14 miliónmi rokov, alebo z usadenín, ktoré tu zanechalo more pred 16 miliónmi rokov.



Pamiatke doc. RNDr. Rudolfa Mocka, CSc.

S nesmiernym žiaľom sme prijali správu, že 22. augusta 1996 tragicky zahynul doc. RNDr. Rudolf Mock, CSc., náš nezabudnuteľný priateľ, učiteľ a významná osobnosť slovenskej geológie.

Narodil sa 28. decembra 1943 v Bratislave. Od malička mu učarovala príroda, najmä hory, a preto nie div, že jeho cesta viedla na Prírodovedeckú fakultu UK, kde vyštudoval geológiu. Diplomovú prácu robil vo Vysokých Tatrách, študoval granitoidné tektoniky a využil pritom aj svoje horolezecké schopnosti. Už ako univerzitný študent bol členom československého reprezentačného horolezeckého družstva.

Na radu profesora Andrusova sa venoval u nás dovtedy neznámemu výskumu konodontov, úspešne to využil na zónovanie triasu a neskôr aj na riešenie dôležitých tektonických a paleogeografických problémov karpatskej geológie. Významný úspech dosiahol roku 1973, keď s Heinzom Kozurom publikovali nové stratigrafické údaje o meliatskej sérii a dokázali jestvovanie rozsiahleho silického príkrovu v Slovenskom krase. Ďalšie výsledky ho priviedli k záveru, že meliatska jednotka je v podstatnej miere subdukčnou melanžou s evaporitmi a ultrabázikmi, že ide o jazvu po triasovom meliatskom oceáne uzavretom v jure pri kimérskej kolízii. Veľký paleogeografický a tektonický význam majú jeho zistenia triasových fácií južného typu v obliakoch zlepenca bradlového a pribradlového pásma, ako aj albu, tatrika a fatrika, a to pomocou skléritov holotúrií a konodontov. Významne prispel k poznaniu geologického vývoja vnútorných Západných Karpát, a to aj na území Maďarska; zúčastnil sa na vymedzovaní pokračovania meliatskej jednotky do Východných Álp, čo prinútilo rakúskych geológov radikálne zmeniť názory na stavbu tohto horstva. Docent K. Mock je autorom a spoluautorom 51 vedeckých publikácií (z toho 20 uverejnených v zahraničí), ktoré boli viac ako 250 ráz citované v zahraničnej literatúre.

Povahové črty doc. R. Mocka - otvorenosť, komunikatívnosť, vôľové vlastnosti, fyzická odolnosť a húževnatosť, organizačné schopnosti a nadšenie pre geológiu - vždy vzbudzovali sympatie študentov. Docent R. Mock dával otvorene najavo svoj odpor k totalitnému režimu. V novembri 1989 sa stal prirodzeným vodcom revoltujúcich študentov Prírodovedeckej fakulty UK a neskôr s nadšením privítal utvorenie Slovenskej republiky. Bol členom akademického senátu aj vedenia fakulty. Od roku 1990 sa na základe konkurzu stal vedúcim katedry geológie a paleontológie a viedol ju do roku 1994.

Doc. R. Mock sa zúčastnil na riešení mnohých medzinárodných programov, a to korelačných programov IUGS č. 4, 5, 198 - Korelácia triasu tetýdnych oblastí, variské a predvariské udalosti v alpínskej Európe, Vývoj severného okraja Tetýdy na trilaterálnej spolupráci ALCAPA, pracoval v subkomisii IUGS pre stratigrafiu triasu. Prednášal na konferenciách, sympóziách a kongresoch v Maďarsku, Švajčiarsku, v bývalom ZSSR, Poľsku, Juhoslávii a štyrikrát v Rakúsku.

S neutíchajúcou energiou organizoval početné expedície a zúčastňoval sa na nich: jedenásťkrát do Ázie (Himaláje včítane Mt. Everestu, Hindúkuš, Pamír, Ťan-Šan, Irán, Kamčatka, Čukotka), dvakrát do severnej Afriky (Sahara, Hoggar), za sopkami na Sicíliu a na Island a poslednou bola cesta do severného Nórska. Osobné poznatky z expedícií zúžitkoval vo svojom profilujúcom predmete - v regionálnej geológii sveta - a významne obohatil zbierky katedry. Ako poradca a scenárista spolupracoval na výrobe geologických filmov z týchto ciest. Podobne bohatá je jeho popularizačná činnosť - články, vyše stovky prednášok včítane vystupovania v televízii a rozhlase, spoluautorstvo v troch monografiách o Himalájach.

Ochrana prírody bola po mnohé roky srdcovou záležitosťou doc. R. Mocka. Pracoval v mestskom výbore SZOPK v Bratislave, bol predsedom komisie na ochranu geologických javov pri ÚV SZOPK, predsedom komisie na ochranu prírody pri SÚV ČSZTV, podal viac návrhov na chránenie prírodných objektov geologickej povahy.

Rozčarovaný z vývoja pomerov v školstve odišiel roku 1994 z Prírodovedeckej fakulty UK, ale v rámci možností pokračoval v geologickom výskume a publikačnej činnosti. Dva semestre externe prednášal na univerzite v Innsbrucku. Zorganizoval medzinárodný projekt Silická Brezová na komplexné štúdium halštatských vápencov silicika, kde sa v odkrytom profile začala študovať detailná stratigrafia, zmeny izotopov stroncia, kyslíka a uhlíka, magnetické inverzie atď. Výsledkov tohto projektu sa, žiaľ, už nedožil.

Aktivita doc. R. Mocka bola nesmierna a nie je v ľudských silách ju uviesť kompletne. Isto by pokračovala aj ďalej, keby ju nebola prerušila jeho neočakávaná smrť.

Docent Rudolf Mock svojou životnou filozofiou, v ktorej sa odrážala láska k prírode a duševnej slobode, zapôsobil na mnohých z nás. Ľudskými a odbornými vlastnosťami patril k osobnostiam, na ktoré sa nezabúda.

Česť jeho pamiatke.

M. Mišík a R. Aubrecht

Prehľad publikácií Doc. RNDr. Rudolfa Mocka, CSc.

Mock, R., 1971: Conodonten aus der Trias der Slowakei un ihre Verwendung in der Stratigraphie. *Geol. Zbor., 22, 2, 241 - 260.*

Kozur, H. & Mock, R., 1972a: Neue Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung. *Geol. Paläont. Mitt. (Innsbruck), 2, 4, 1 - 20.*

Kozur, H. & Mock, R., 1972b: Neue Holothurien- Sklerite aus der Trias der Slowakei. *Geol. Paläont. Mitt. (Innsbruck), 2, 1 - 47.*

Mock, R. & Škarba, M., 1973: Nález schreyralmských vápencov v chočskom príkrove (Západné Karpaty). *Geol. Práce, Spr., 60, 213 - 220.*

Mock, R., 1973: Nález zlambašských vrstiev v Slovenskom krase. *Geol. Práce, Spr., 60, 221 - 224.*

Mock, R., 1973: O metodike získavania konodontov. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 26, 237 - 242.*

Kahan, Š., Šajgalík, J. & Mock, R., 1973: Die geologische Verhältnisse des Areals der Burg Devín von dem Gesichtspunkt seiner Sanierung. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 26, 243 - 267.*

Kozur, H. & Mock, R., 1973a: Die Bedeutung der Trias-Conodonten für die Stratigraphie un Tektonik der Westkarpaten. *Geol. Paläont. Mitt. (Innsbruck), 3, 2, 1 - 14.*

Kozur, H. & Mock, R., 1973b: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 24, 2, 365 - 374.*

Kozur, H. & Mock, R., 1973c: Das Alter der Hauptspaltengeneration in den Hallstätter des Salzkammergutes (Österreich) und der Slowakei. *Geol. Paläont. Mitt. (Innsbruck), 3, 10, 1 - 20.*

Mock, R., 1974: Feinstratigraphische Untersuchungen in der Trias der Westkarpaten mit hilfe von Conodonten. *Proc. X. Congr. CBGA, Bratislava 1973, Sect. I, Strat. and Paleont., 149 - 155.*

Kozur, H. & Mock, R., 1974a: Holothurien-Sklerite aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische bedeutung. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 25, 1, 115 - 145.*

Kozur, H. & Mock, R., 1974b: Zwei neue Conodonten- Arten aus der Trias des Slowakischen Karstes. *Časopis pro mín. geol. (Praha), 19, 2, 135 - 139.*

Kozur, H. & Mock, R., 1974c: *Misikella posthernsteini* n. sp., die jüngste Conodontenart der tethyalen Trias. *Časopis pro min. geol. (Praha), 19, 3, 245 - 250.*

Kozur, H. & Mock, R., 1974b: Die Obergrenze der karnischen Dasycladaceen-Kalke in der Lokalität Silická Brezová (Slowakischer Karst). *Věst. ÚÚG (Praha), 49, 223 - 225.*

Mock, R., 1975: Meliata - typová lokalita meliatskej série. *In: Mello, J. (Ed.): Mladšie Paleozoikum a mezozoikum gemerika a priľahlej časti Čiernej Hory. Mineralia Slov., 7, 4, 29 - 63.*

Mello, J. & Mock, R., 1975: Mladšie paleozoikum a mezozoikum južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria a Slovenského krasu. *Mineralia Slov., 7, 4, 30 - 46.*

Kozur, H., Mock, R. & Mostler, H., 1976: Stratigraphische Neuinstufung der Karbonatgesteine der „unteren Schichtfolgen" von Ochtiná (Slowakei) in das oberste Visé und Serpukhovien (Namur A). *Geol. Paläont. Mitt. (Innsbruck), 6, 1, 1 - 29.*

Kozur, H. & Mock, R., 1977a: On the age of the Paleozoic of the Uppony Mountains (North Hungary). *Acta Min. Petr. (Szeged), 23, 1, 91 - 107.*
Kozur, H. & Mock, R., 1977b: Conodonts and Holothurian sclerites from the Upper Permian and Triassic of the Bükk Mountains (North Hungary). *Acta Min. Petr. (Szeged), 23, 1, 109 - 126.*
Kozur, H. & Mock, R., 1977c: Erster nachweis von Conodonten im Paläozoikum der Westkarpaten. *Časopis pro min. geol. (Praha), 22, 3, 299 - 305.*
Mišík, H., Mock, R. & Sýkora, M., 1977: Die Trias der Klippenzone der Karpaten. *Geol. Zbor., 28, 1, 27 - 69.*
Mello, J. & Mock, R., 1977: Nové poznatky o triase čs. časti Rudabánskeho pohoria. *Geol. Práce, Spr., 68, 7 - 20.*
Mock, R., 1978: Nové poznatky o južných častiach Západných Karpát. *In: Vozár, J. (Ed.): Paleogeografický vývoj Západných Karpát. GÚDŠ Bratislava, 321 - 341.*
Mock, R., 1979: *Gondolella carpathica* n. sp., eine wichtige tuvalische Conodontenart. *Geol. Paläont. Mitt. (Innsbruck), 9, 4, 1 - 29.*
Kozur, H. & Mock, R., 1979: Zur Frage der variszischen Orogenese und des Alters der Faltung und Metamorphose im innerwestkarpatischen Raum. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 1, 93 - 97.*
Gazdicki, A., Kozur, H. & Mock, R., 1979: The Norian-Rhaetian boundary in the light of micropaleontologicaldata. *Geologija, Rozprave in poročila (Ljubljana), 221, 1, 71 - 112.*
Mock, R., 1980a: Triassic of the Western Carpathians. *Abh. Geol. Bundesanst. (Wien), 35, 129 - 144.*
Mock, R., 1980b: Újabb földtani ismeretek és nézetek a Belsö-Nyugati Kárpátokról. *Földtani kutatás (Budapest), 23, 3, 11 - 15.*
Mock, R., 1980c: Gemerikum - definícia a ohraničenie. *Mineralia Slov., 12, 3, 228.*
Mišík, M., Jablonský, J., Mock, R. & Sýkora, M., 1981: Konglomerate mit exotischen Material in dem Alb der zentralen Westkarpaten - paläogeographische un tektonische Interpretation. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geologica, 37, 5 - 55.*
Mello, J., Mock, R., Planderová, E. & Gaál, L., 1983: Nové stratigrafické poznatky o meliatskej skupine. *Geol. Práce, Spr., 79, 55 - 81.*
Kovács, S., Kozur, H. & Mock, R., 1983: A Szendrö-Upponyi és a Bükki paleozoikum kapcsolata az új mikropaleontológiai vizsgálatok tükrében. *Magyar Áll. Földtani Int. évi jel. 1981 röl (Budapest), 115 - 179.*
Hovorka, D., Jaroš, J., Kratochvíl, M. & Mock, R., 1984: The Mesozoic ophiolites of the West Carpathians. *Krystalinikum (Praha), 17, 143 - 157.*
Kozur, H. & Mock, R., 1985: Erster Nachweis von Jura in der Meliata-Einheit der südlichen Westkarpaten. *Geol. Paläont. Mitt. (Innsbruck), 13, 10, 223 - 238.*
Kozur, H. & Mock, R., 1987a: The remnants of the Tethyan Mobile Belt in the Carpathians. *Štruktúrny vývoj Karpatsko-balkánskeho orogénneho pásma (Bratislava), 76 - 77.*
Kozur, H. & Mock, R., 1987b: Remarks to the occurrences of Germanic Triassic in the Mecsek Mts. (Southern Hungary) and to the relations between the Germanic and Carpathian Keuper. *Mineralia Slov., 19, 6, 481 - 497.*
Kozur, H. & Mock, R., 1987c: Deckenstrukturen im südlichen Randbereich der Westkarpaten (vorläufige Mitteilung). *Geol. Paläont. Mitt. (Innsbruck), 14, 6, 131 - 155.*
Kozur, H. & Mock, R., 1988: Deckenstrukturen im südlichen Randbereich der Westkarpaten und Grundzüge der alpidischen Entwicklung in den Karpaten. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geologica, 44, 5 - 100.*
Mišík, M., Mock, R., Rakús, M. & Biely, A., 1989a: The area of mesozoic sedimentation of the Mecsek and Northern Apuseni Mountains was not situated in the West Carpathians. *In: IGCP Proj. No. 198 (Evolution of the Northern margin of tethys). Mém. Soc. Géol. France (Paris), Occas. publ. ESRI, New ser. No. 4, 69 - 79.*
Mišík, M., Mock, R., Rakús, M. & Biely, A., 1989a: The area of mesozoic sedimentation of the Mecsek and Northern Apuseni Mountains was not in the West Carpathians. *Geol. Práce Spr., 90, 7 - 22.*
Birkenmajer, K., Kozur, H. & Mock, R., 1990: Exotic Triassic pelagic limestone pebbles from the Pieniny Klippen Belt of Poland: A further evidence for Early Mesozoic rifting in West Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Poloniae (Warszawa), 60, 3 - 44.*
Hovorka, D., Ivan, P., Mock, R., Rozložník, L. & Spišiak, J., 1990: Sedimenty gosauského typu pri Dobšinskej Ľadovej jaskyni - námety na netradičnú interpretáciu. *Mineralia Slov., 519 - 525.*
Kozur, H. & Mock, R., 1991: New Middle Carnian and rhaetian conodonts from Hungary and the Alps. Stratigraphic importance and tectonic implications for the Buda Mountains and adjacent areas. *Jb. Geol. B. A. (Wien), 134, 2, 271 - 297.*
Mišík, M., Sýkora, M., Mock, R. & Jablonský, J., 1991: Paleogene Proč conglomerates of the Klippen belt in the West Carpathians, material from Neopieninic exotic ridge. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geologica, 46, 8 - 101.*
Kozur, H. & Mock, R., 1993: The importance of conchostracans for the correlation of continental and marine beds. *In: Lucas, S. & Morales, M. (Eds.): The nonmarine triassic. New Mexico Mus. Nat. Hist. & Sci., Bull. (Albuquerque), 3, 261 - 266.*
Kozur, H. & Mock, R., 1995a: First evidence of Jurassic in the Folkmar Suture Zone of the Meliaticum in Slovakia and its tectonic implications. *In: XV Congress of the CBGA. Spec. Publ. Geol. Soc. Greece (Athens), 4, 1, 53 - 58.*
Kozur, H. & Mock, R., 1995b: New biostratigraphic results in the meliaticum of Slovakia, their tectonic and paleogeographic significance. *In: International Earth Sience Colloquium on the Aehean Region 1995, Progr. and Abstr. (Izmir), 34 - 35.*
Kozur, H. & Mock, R., 1995c: First evidence of Jurassic in the Folkmar Suture Zone of the Meliaticum in Slovakia and its tectonic implications. *Mineralia Slov., 27, 301 - 307.*
Kozur, H., Mock, R. & Ožvoldová, L., 1995: The age of red radiolarites from the Meliaticum of Bohúňovo (Slovakia) and remarks to the Anisian-Ladinian boundary. *Mineralia Slov., 27, 153 - 168.*
Kozur, H. & Mock, R., 1996: New paleogeographic and tectonic interpretations in the Slovakian Carpathians and their implications for correlations with the eastern Alps. Part I: Central Western Carpathians. *Mineralia Slov., 28, 151 - 174.*

RNDr. Jozef Čverčko, CSc. *16. 12. 1935 - †14. 7. 1996

Po dlhej ťažkej chorobe navždy opustil rodinu, prácu a priateľov RNDr. Jozef Čverčko, CSc. J. Čverčko sa narodil 16. decembra 1935 v Topoľanoch pri Michalovciach. Po maturite na michalovskom gymnáziu (1953) ho prijali na riadne štúdium geológie na Prírodovedeckej fakulte Univerzity J. E. Purkyňu (dnešná Masarykova univerzita) v Brne. Vysokoškolské štúdiá úspešne absolvoval (1959) a začal pracovať ako geológ v michalovskom závode Československých naftových dolov. Tomuto pracovisku, ktoré prešlo mnohými organizačnými zmenami (v súčasnosti je to Nafta, a. s., Gbely, Prieskumný a ťažobný závod Michalovce), zostal verný až do smrti. Prvé kroky v geologickej praxi urobil so svojimi generačnými druhmi - Ing. Dušanom Ďuricom, CSc., Ing. Rudolfom Rudincom, DrSc., a RNDr. Cyrilom Tereskom - pod vedením skúseného ropného geológa RNDr. Jozefa Janáčka, CSc. Kolektív mladých erudovaných geológov čoskoro začal samostatne tvorivo pracovať a výsledkom bolo objavenie prvých ložísk zemného plynu vo východoslovenskej panve. Roku 1973 získal J. Čverčko akademický titul doktora prírodných vied (RNDr.) a roku 1977 obhájil kandidátsku dizertačnú prácu Zlomy vo východoslovenskej neogénnej oblasti a jej tektonický vývoj. Rok predtým sa stal vedúcim geológom závodu a v tejto funkcii, resp. ako zástupca riaditeľa závodu pre geológiu pracoval prakticky až do smrti. V rokoch 1980-1981 pôsobil ako expert v Iraku, kde interpretoval seizmické rezy na účely ropnej geológie.

Popri prieskumnej a organizačnej práci si J. Čverčko našiel čas na triedenie, kompletizáciu a hodnotenie poznatkov o geológii východoslovenskej panvy, ktorých s postupujúcou ropnou prospekciou pribúdalo. S kolegami a neskôr s mladšími spolupracovníkmi alebo samostatne publikoval rad závažných prác o geológii a uhľovodíkovom potenciáli východného Slovenska.

Vo svojich prvých prácach zhodnotil výsledky štruktúrneho vŕtania a z nových poznatkov vyvodil závery o stavbe a laterálnej korelácii litofaciálneho pestrého vývoja mladšieho neogénu a o veku uhlonosných vrstiev v podvihorlatskej oblasti a v juhovýchodnej časti východoslovenskej panvy. Neskôr zhodnotil vrtný prieskum v Košickej kotline a priniesol rad námetov na riešenie jej geologickej stavby. Najviac jeho prác sa týka ložísk uhľovodíkov na východnom Slovensku. Zhŕňajú poznatky o ložisku Ptrukša, Bánovce nad Ondavou, Senné, Senné - Stretava. Okrem toho navrhol a sčasti s kolektívom pracovníkov michalovského závodu Nafta Gbely preskúmal nádejné štruktúry vo východnej časti východoslovenskej panvy (Lekárovce-Liesková, Pavlovce nad Uhom, Leles, Sliepkovce, Ňačovce, Lastomír, neštruktúrne pasce v podvihorlatskej oblasti) a v Košickej kotline (Bidovce). V niektorých hodnotiacich prácach rekapituloval výsledky etáp ropnej prospekcie na východnom Slovensku a zamýšľal sa nad perspektívou ďalších prieskumných prác. Interpretoval geofyzikálne práce vo vzťahu k vyhľadáva-

niu živíc, ako aj na poznanie stavby východoslovenskej panvy. Zhodnotil význam štruktúrnych a neštruktúrnych ložísk zemného plynu a zúčastnil sa na opise a ložiskovom hodnotení niektorých špeciálnych štruktúrnych (roll-over) ložiskových pascí. Zhodnocoval aj hlboké vrty, napr. Ďurkov-1, a využíval poznatky získané ďalšími opornými vrtmi v panve. Venoval sa tiež problematike iných ako uhľovodíkových ložísk na východnom Slovensku, najmä ložisku kamennej soli pri Zbudzi a CO_2 pri Kecerovských Pekľanoch.

Keďže s ložiskovou geológiou tesne súvisí tektonika, J. Čverčko v niekoľkých prácach zhodnotil význam, charakter, vlastnosti a vek aktivity zlomov a zostavil prvú klasifikáciu zlomov porušujúcich východoslovenskú panvu. Venoval sa aj veku panvovej výplne. Osobitne ho zaujala otázka vymedzenia sarmatu voči bádenu a panónu. Zúčastnil sa na definovaní základných litostratigrafických jednotiek východoslovenského neogénu. Na hodnotenie vlastností kolektorov je dôležité poznať ich porozitu, a tak J. Čverčko podporoval výskum kolektorských hornín pomocou farebnej porozimetrie. Venoval pozornosť prejavom vulkanizmu v panve, a to pochovaným vulkanickým štruktúram, ako aj celkovému hodnoteniu vulkanickej aktivity pri roztváraní a zapĺňaní panvy. Zaoberal sa aj stavbou predtreťohorného podložia panvy a bol spoluautorom odkrytej geologickej mapy Východoslovenskej nížiny. Poznatky o ložiskách zemného plynu využil aj po ich vyťažení, a to pri hľadaní možností likvidovať tekutý odpad v opustených ťažobných sondách.

Odchodom RNDr. Jozefa Čverčka, CSc., stratila slovenská geológia popredného ropného geológa, usilovného, erudovaného a cieľavedomého odborníka. Odborná i vedecká verejnosť si vysoko cení jeho prínos do pokladnice geologického poznania a zásluhy o preskúmanie uhľovodíkového potenciálu a objavenie ložísk zemného plynu a ďalších nerastných surovín vo východoslovenskej panve.

Česť jeho pamiatke! Nech mu je zem jeho rodného Zemplína, ktorej zasvetil svoje celoživotné dielo, ľahká!

D. Vass

Zoznam publikovaných vedeckých prác RNDr. J. Čverčka, CSc.

Čverčko, J., Ďurica, D. & Rudinec, R., 1963: Niekoľko poznámok k veku vrchnej uhoľnej série v Podvihorlatskej uhoľnej panve. *Geol. Práce Zpr., 30, 183 - 188.*

Čverčko, J., 1964: Zpráva o štruktúrnom prieskume elevačnej oblasti Zatín. *Zpr. o geol. výsk. v r. 1963, 2, 170 - 171.*

Kocák, A. & Čverčko, J., 1965: Zpráva o strukturním průzkumu v sv. části Potiské nížiny. *Zprávy o geol. výsk. v r. 1964, 2, 108 - 110.*

Čverčko, J. & Ďurica, D., 1965: Soľné ložisko Zalužice pri Michalovciach. *Zpr. o geol. výsk. v r. 1964, 2, 111 - 114.*

Čverčko, J. & Ďurica, D., 1965: Vulkanická štruktúra Baška. *Zpr. o geol. výsk. v r. 1964, 2, 147.*

Čverčko, J. & Ďurica, D., 1966: Nové geologické zistenia v západnej časti podvihorlatskej uhoľnej panvy. *Geol. Průzk., 8, 8, 254 - 256.*

Čverčko, J. & Ďurica, D., 1967: Nové ložisko kamennej soli na východnom Slovensku. *Geol. Průzk., 9, 3, 88 - 89.*

Slávik, J., Čverčko, J. & Rudinec, R., 1968: Geology of Neogene Volcanism in East Slovakia. *Geol. Práce, Zpr., 44 - 45, 215 - 238.*

Čverčko, J., Ďurica, D. & Rudinec, R., 1968: Příspěvek k hranici tortón/sarmat ve východoslovenské neogenní pánvi. *Zpr. o geol. výsk. v r. 1967, 1, 252 - 254.*

Čverčko, J. & Rudinec, R., 1969: Klasifikácia zlomov vo východoslovenskom neogéne. *Geol. Práce, Zpr., 47, 169 - 174.*

Slávik, J., Čverčko, J. & Rudinec, R., 1970: Geologické pomery neovulkanizmu na východnom Slovensku. *Zem. Plyn Nafta, 15, 411 - 424.*

Čverčko, J., 1970: Výsledky naftovo-geologického prieskumu v Košicko-prešovskej kotline. *Zem. Nafta Plyn, 15, 3, 369 - 374.*

Čverčko, J. & Rudinec, R., 1971: O geologických pomeroch neogénu z vrtu Ďurkov-1. *Geol. Práce, Spr., 55, 111 - 116.*

Čverčko, J. & Rudinec, R., 1972: Geologická stavba plynového náleziska Ptrukša. *Mineralia Slov., 14, 4, 15 - 22.*

Čverčko, J. & Ďurica, D., 1972: Perspektívy vyhľadávania živíc v severnej časti Košickej kotliny. *Geol. Průzk., 14, 4, 97 - 100.*

Čverčko, J., 1974: Poznámky k dobe vzniku a aktivite, ako aj k niektorým ďalším klasifikačným znakom zlomov vo východoslovenskom neogéne. *Zem. Plyn Nafta, 19, 2, 97 - 111.*

Čverčko, J. & Rudinec, R., 1974: Ložisko kysličníka uhličitého v centrálnej časti Košickej kotliny. *Geol. Průzk., 16, 8, 241 - 244.*

Čverčko, J., 1974: Perspektíva naftovo-geologického prieskumu v Košicko-prešovskej kotline s ohľadom na nové výsledky. *Materiály z III. celoslovenskej geol. konf. I. časť, 362 - 363.*

Janáček, J., Čverčko, J. & Zapletalová, I., 1975: Charakter der Grenze Karpat-Baden in dem Becken von Košice. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 26, 1, 149 - 152.*

Janáček, J., Čverčko, J. & Zapletalová, I., 1975: Nová zjištení o stratigrafii, tektonice a vývoji hlubšího miocenu v Košické kotline s poznámkami k problémům výzkumu živic. *Geol. Práce, Spr., 64, 151 - 183.*

Čverčko, J., 1977: Geologická stavba južnej časti Košickej kotliny a jej naftovo-geologická perspektíva. *Zem. Plyn Nafta, 22/1, 39 - 53.*

Čverčko, J., Mikita, G. & Očovský, J., 1978: Geologická stavba náleziska zemného plynu Bánovce. *Mineralia Slov., 10, 3, 201 - 212.*

Čverčko, J., Lunga, S. & Rudinec, R., 1984: Východoslovenská panva. Naftový průmysl na území Československa. *In: Bednáříková, J. & Thon, A. (Eds.). Knihovnička Zem. Plyn Nafta, 5, 278 - 290.*

Vass, D. & Čverčko, J., 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu Východoslovenskej nížiny. *Geol. Práce, Spr., 82, 111 - 126.*

Čverčko, J., Jung, F. & Očovský, J., 1985: Roponádejnosť územia severne a severovýchodne od Michaloviec. *Zem. Plyn Nafta, 30, 3, 297 - 313.*

Slavkay, M., Čverčko, J., Daniel, J., Gaža, B., Hudaček, J., Macko, J., Rozložník, L., Rudinec, R., Štohl, J., Tréger, M., Varček, C. & Záviš, V., 1985: Výsledky výskumu a prieskumu nerastných surovín Slovenska po roku 1980. *Mineralia Slov., 17, 3, 237 - 251.*

Čverčko, J. & Mořkovský, M., 1987: Senné - nové ložisko zemného plynu vo východoslovenskom neogéne. *Geol. Průzk., 29, 1, 5 - 8.*

Čverčko, J. & Mořkovský, M., 1987: Ropno-plynonosné pasce v neogéne a v podloží neogénu na východnom Slovensku. *In: Grecula, P., Együd, K. & Varga, I. (Eds.): Geologická stavba Západných Karpát vo vzťahu k prognózam nerastných surovín II. Geologické dni J. Slávika, Košice, 311 - 320.*

Čverčko, J., 1987: Nové výsledky prieskumných prác v neogéne východného Slovenska v rokoch 1978-1986 a návrh prieskumných prác na ďalšie obdobie. *Naftově-geol. konference, Kostelec 14. - 16. dubna 1987, Sborník referátů, Hodonín, 117 - 122.*

Mořkovský, M. & Čverčko, J., 1987: Magnetické anomálie v podloží neogénu Východoslovenskej nížiny. *Mineralia Slov., 19, 3, 255 - 259.*

Vass, D., Čverčko, J., Elečko, M., Kaličiak, M., Mořkovský, M. & Vozár, J., 1991: Odkrytá geologická mapa východoslovenskej nížiny 1:100 000. *GÚDŠ Bratislava.*

Šutora, A., Leško, B., Čverčko, J. & Šrámek, J., 1990: Príspevok geofyzikálnych dát k riešeniu geologickej stavby a roponádejnosti juhovýchodného Slovenska. *Mineralia Slov., 22, 3, 193 - 212.*

Šutora, A., Leško, B. & Čverčko, J., 1990: Príspevok komplexnej geologicko-geofyzikálnej analýzy k riešeniu geologickej stavby a roponádejnosti východného Slovenska. *Geol. Průzk., 32, 7, 200 - 204.*

Čverčko, J., Rudinec, R. & Magyar, J., 1992: Nové pozitívne výsledky pri vyhľadávaní štruktúrnych a neštruktúrnych ložísk uhľovodíkov v neogéne Východoslovenskej nížiny. *Zem. Plyn Nafta, 37, 1, 19 - 30.*

Brna, J., Čverčko, J., Karšňak, F., Rudinec, R. & Timko, F., 1992: Problematika utrácania tekutých odpadov do vyťažených plynových sond na východnom Slovensku. *Zem. Plyn Nafta, 37, 2, 121 - 127.*

Čverčko, J., Magyar, J. & Rudinec, R., 1992: Výsledky a perspektívy naftovogeologického prieskumu na východnom Slovensku. *Zem. Plyn Nafta, 37, 4, 391 - 401.*

Mořkovský, M., Čverčko, J., Magyar, J. & Rudinec, R., 1993: Hydrocarbon potential of rollover structure Senné-Stretava in the western part of the Transcarpathian Depression. *AAPG Bulletin, Tulsa, 77, 9, 1648.*

Čverčko, J. & Magyar, J., 1993: Nové výsledky z neogénu centrálnej a južnej časti Východoslovenskej nížiny. In: Hamršmíd, S. (Ed.): Nové výsledky v terciéru Západních Karpát. *Knihovnička ZPN, 15, 199 - 204.*

Bebej, J., Čverčko, J., Elečko, M., Soták, J. & Vass, D., 1994: Aplikácia metód farebnej porozimetrie pri štúdiu sedimentov Hornonitrianskej a Prešovskej kotliny. *Zem. Plyn Nafta, 39, 3, 171 - 176.*

Čverčko, J. & Rudinec, R., 1994: Nová filozofia ropného podnikania v podmienkach trhového hospodárstva na východnom Slovensku. *Mineralia Slov., Geovestník, 26, 5, 1 - 4.*

Soták, J., Čverčko, J., Kováč, M., Rudinec, R. & Spišiak, J., 1995: Geotektonické interpretácie a možné korelácie jednotiek v predneogénnom podloží východoslovenskej panvy. *In: Kaličiak, M. (Ed.): III. geologické dni J. Slávika. Zbor. referátov z konferencie. GÚDŠ Bratislava, 15 - 21.*

Soták, J., Biroš, A., Čverčko, J., Rudinec, R. & Spišiak, J., 1995: Petrografia, litostratigrafia tektonometamorfóza horninových komplexov pozdišovsko-iňačovskej jednotky. *In: Kaličiak, M. (Ed.): III. geologické dni J. Slávika. Zbor. referátov z konferencie, GÚDŠ Bratislava, 23 - 31.*

Bebej, J., Čverčko, J., Elečko, M., Soták, J. & Vass, D., 1995: Zhodnotenie kolektorských vlastností sedimentov Prešovskej kotliny metódou farebnej porozimetrie. *In: Kaličiak, M. (Ed.): III. geologické dni J. Slávika. Zbor. referátov z konferencie, GÚDŠ Bratislava, 83 - 90.*

Čverčko, J., Magyar, J., Mořkovský, M. & Rudinec, R., 1995: Výsledky ropného podnikania na východnom Slovensku v podmienkach trhového hospodárstva. *In: Kaličiak, M. (Ed.): III. geologické dni J. Slávika. Zbor. referátov z konferencie, GÚDŠ Bratislava, 181 - 184.*

Doc. RNDr. Rudolf Ondrášik, DrSc., šesťdesiatročný

V plnom zdraví a v príkladnom pracovnom nasadení sa v septembri t. r. dožil šesťdesiatin doc. RNDr. Rudolf Ondrášik, DrSc. Narodil sa v Starej Turej a tam absolvoval aj základnú školu. Po maturite na Gymnáziu v Novom Meste nad Váhom študoval v rokoch 1954 až 1959 na Fakulte geologicko-geografických vied UK v Bratislave inžiniersku geológiu. Titul RNDr. a CSc. získal roku 1967 a DrSc. roku 1992. Za docenta ho vymenovali roku 1975. Inauguračnú prednášku mal v septembri 1996 a odvtedy je aj návrh na jeho vymenovanie za profesora.

Doc. RNDr. Rudolf Ondrášik, DrSc., je popredným vedcom v odbore inžinierska geológia. Bol zodpovedným riešiteľom radu výskumných úloh zameraných na inžinierskogeologické hodnotenie horninových masívov a geodynamických javov, ako aj geologických rizík najmä pri dopravných a hydrotechnických stavbách. Osobitným prínosom do rozvoja inžinierskej geológie je jeho doktorská dizertačná práca Regionálne zákonitosti inžinierskej geodynamiky v Slovenských Karpatoch, v ktorej na konkrétnych príkladoch dokumentoval potrebu regionálneho prístupu a rozboru vývoja územia pri hodnotení možností a rizík geologického prostredia.

V začiatkoch svojej vedeckovýskumnej činnosti sa doc. R. Ondrášik zaoberal najmä zvetrávaním skalných a poloskalných hornín, a to tak v teoretickej rovine, ako aj z hľadiska ich využitia ako základovej pôdy, i ako stavebných nerastov. Táto problematika bola nielen náplňou vedeckej úlohy, ale aj jeho kandidátskej i habilitačnej práce. O zvetrávaní hornín Západných Karpát napísal niekoľko vedeckých a odborných prác a publikoval ich vo viacerých odborných časopisoch (Acta Geologica Univ. Comen., Mineralia Slovaca, Geologica Carpathica). O výsledkoch referoval na kongrese KBGA v Belehrade (1967) a v Kyjeve (1980), ako aj na kongrese IAEG v Madride (1980). Okrem teoretických prác sa touto problematikou zaoberal aj v praktickej činnosti, napr. pri posudzovaní zvetrávania andezitu v hrádzi Podvihorlatskej vodnej nádrže.

V ďalšej činnosti sa doc. R. Ondrášik venoval geologickým procesom, ich vzájomnej väzbe a vývojovým štádiám. Jedným z významných výsledkov v tejto oblasti bol aj nový prístup k inžinierskogeologickej klasifikácii geodynamických javov, ktorý publikoval roku 1981 v periodiku Acta Geologica Univ. Comen. 36 a prezentoval na domácich aj zahraničných konferenciách.

V rokoch 1980 - 1985 sa doc. R. Ondrášik zaoberal otázkami nerovnorodosti horninových masívov, ktorá je jedným z najvýznamnejších faktorov pri posudzovaní inžinierskogeologických pomerov i podmienok realizácie rozličných druhov stavieb. Bol vedúcim riešiteľom čiastkovej výskumnej úlohy Komplexná charakteristika a hodnotenie horninového prostredia, v ktorej okrem litologickej nerovnorodosti (vrátane zvetrávania) bola rozpracovaná i problematika štruktúrnej stavby horninových masívov. Výsledky tejto úlohy sa stali podkladom pre celoštátnu metodickú príručku Inžinierskogeologické hodnotenie diskontinuít horninových masísov (IGHP, 1983).

Po roku 1985 sa doc. R. Ondrášik okrem komplexného hodnotenia súčasného stavu horninového prostredia venoval i dynamike jeho vývoja v prírodných podmienkach, ako aj v dôsledku antropogénnych vplyvov. Výsledkom výskumnej úlohy orientovanej na túto problematiku bolo vypracovanie systémového prístupu v inžinierskogeologickom hodnotení horninových masívov rozličných hierarchických úrovní a čiastkovým výsledkom aj zistenie významného vplyvu gravitačnej tektoniky na porušovanie horninových masívov, najmä pozdĺž listrických zlomov. Poznatky o zlomových poruchách získané pri výskume umožnili vypracovať novú taxonomickú klasifikáciu disjunktívnych masívov skalných hornín a aplikovať ju pri prieskume a hodnotení nerovnorodosti horninového prostredia veľkých stavieb.

V už spomenutej doktorskej dizertačnej práci zhrnul doc. R. Ondrášik svoje poznatky o geologických procesoch a horninových masívoch do uceleného systému vzájomne sa ovplyvňujúcich javov, pričom zdôraznil dynamiku ich vývoja i regionálnu podmienenosť výskytu kvalitatívne aj kvantitatívne odlišných prejavov ich spolupôsobenia. Výsledky vlastnej vedeckovýskumnej činnosti využil aj v celoštátnej učebnici Dynamická inžinierska geológia, ktorú napísal spoločne s doc. Rybářom z UK Praha roku 1991. Doteraz publikoval viac ako 100 vedeckých a odborných prác, z toho 10 v zahraničí.

Erudovanosť a výsledky vedeckovýskumnej činnosti doc. R. Ondrášika v oblasti hodnotenia horninových masívov a geodynamických javov sa prejavili aj v jeho početných vystúpeniach na domácich a zahraničných konferenciách, kongresoch a sympóziách. Medzi najvýznamnejšie patrí vystúpenie na kongrese KBGA a IAEG, ako aj pozvanie na medzinárodné sympózium v Tokiu (1995), kde mal hlavný referát Landslides - State of Art.

Nemalú zásluhu má jubilant aj o organizovanosť inžinierskogeologickej obce, a to z odbornej a profesijnej stránky. Je predsedom Slovenskej národnej skupiny Medzinárodnej asociácie inžinierskej geológie (IAEG), jedným zo zakladateľov Slovenskej asociácie inžinierskych geológov (SAIG), prezidentom Únie geologických asociácií Slovenska (UGAS) a jej zástupcom v Európskej federácii geológov (EFG).

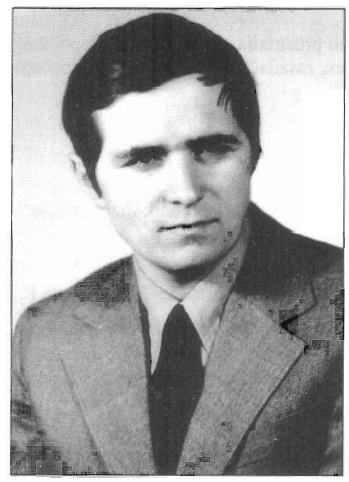
Milý Rudo, pri príležitosti Tvojho významného životného jubilea Ti želáme všetko najlepšie, najmä veľa zdravia, pohody a spokojnosti a do ďalšej činnosti veľa chuti, elánu a dobrých výsledkov.

M. Hrašna a P. Wagner

Objednávky na
ATLAS GEOTERMÁLNEJ ENERGIE
zasielajte na adresu: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
Informácie: tel.: 07 - 373 408

Predstavujeme nového riaditeľa Geologického ústavu SAV

RNDr. Jozefa Michalíka, DrSc.



V riadiacej funkcii Geologického ústavu Slovenskej akadémie vied nastala v júni tohto roku zmena. Predsedníctvo SAV, rešpektujúc výsledky konkurzného konania a vôľu pracovníkov ústavu, vymenovalo za riaditeľa Geologického ústavu SAV RNDr. Jozefa Michalíka, DrSc. Na tomto poste vystriedal RNDr. Eduarda Köhlera, DrSc., ktorý viedol pracovisko dve funkčné obdobia.

RNDr. Jozef Michalík, DrSc., sa narodil 4. augusta 1946 v Prahe. Základnú školu absolvoval v Dubnici nad Váhom a strednú v Ilave v rokoch 1960 - 1964. V tom čase sa amatérsky zaoberal geológiou, zberom skamenelín a tvorbou plastických rekonštrukcií dinosaurov, ktoré získali ocenenia na súťažných výstavách STM. Na odporúčanie prof. A. Haydeho a prof. dr. J. Augustu, DrSc., študoval paleontológiu na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Karlovej v Prahe. Témou jeho dizertácie bola paleobiológia silúrskeho brachiopódového rodu Meristina.

Výsledky doterajšej vedeckej a pedagogickej práce nového riaditeľa GÚ SAV si zaslúžia aspoň krátku bilanciu. Od skončenia štúdií pracuje J. Michalík v Geologickom ústave SAV v Bratislave. Po nástupe do tohto ústavu roku 1969 pracoval v skupine dr. J. Bystrického, DrSc., v paleontologicko-stratigrafickom oddelení. Pod vedením doc. J. Seneša, DrSc., napísal kandidátsku dizertáciu, v ktorej spracoval rétske brachiopódové asociácie, sedimenty a prostredie jednotiek centrálnych Západných Karpát. Zhotovil paleogeografické a paleotektonické mapy tohto obdobia, v sérii článkov zužitkoval rad nálezov a zistení získaných pri štúdiu (stopy dinosaurov, paleobiogeografické členenie priestoru, ekostratigrafické poznatky atď.).

Od roku 1976 (v spolupráci s dr. K. Borzom, DrSc., a prof. ing. Z. Vašíčkom, DrSc.) riešil spodnokriedovú problematiku Západných Karpát a výsledky využil v spolupráci s GP Žilina, CEVa Trenčín, ale aj v medzinárodných projektoch IGCP UNESCO (58, 198, 262). V osemdesiatych rokoch bol dr. J. Michalík tajomníkom cieľového projektu zameraného na stavbu Malých Karpát, koordinátorom úlohy ŠPZV i organizátorom spoločnej úlohy GÚDŠ a GÚ SAV.

Dr. J. Michalík, DrSc., reprezentoval pracovisko 142 vedeckými článkami, ktoré mali živý ohlas v odbornej verejnosti (531 citácií), 60 abstraktmi v zborníkoch z vedeckých stretnutí, 30 recenziami, 19 populárno-vedeckými článkami, 123 odbornými referátmi na medzinárodných a domácich vedeckých podujatiach, 31 rukopisnými správami a 77 posudkami.

Ako externý pedagóg pôsobí RNDr. J. Michalík, DrSc., na katedre geológie Masarykovej Univerzity v Brne a na katedre geológie a paleontológie prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave. Prednáškami, vedením exkurzií, vypracúvaním učebných textov pomáha pri výchove odborného dorastu. Bol odborným školiteľom piatich vedeckých ašpirantov a v súčasnosti vedie jednu doktorantku a jednu diplomantku.

Dr. J. Michalík, DrSc., je predsedom stálej komisie pre obhajoby doktorských dizertačných prác vo vednom odbore 12-01-9 (geológia) a členom komisií pre obhajoby kandidátskych a doktorských dizertačných prác. Je predsedom paleontologickej odbornej skupiny SGS a predsedom sedimentologickej národnej skupiny v rámci KBGA. Je vedúcim editorom redakčnej rady Geologica Carpathica, jediného geologického časopisu v strednej Európe evidovaného v ISI.

Dr. J. Michalík vedie grantovú úlohu GA-1081 (Mezozoické karbonátové plošiny a panvy v Západných Karpatoch). Nadviazal širokú spoluprácu s radom domácich i zahraničných odborníkov a je spolunavrhovateľom a koordinátorom medzinárodného projektu IGCP UNESCO č. 362 (Tethyan and Boreal Cretaceous).

Do ďalších rokov činorodej práce prajeme jubilantovi RNDr. Jozefovi Michalíkovi, DrSc., veľa zdravia, spokojnosti v osobnom živote, entuziazmu viesť pracovisko k prosperite a radosti z odovzdávania vedomostí, skúseností a životného elánu nám ostatným.

D. Reháková

Základy štruktúrnej geológie

Monografia Základy štruktúrnej geológie v ucelenej forme podáva matematicko-fyzikálny aparát deformačného a napäťového konceptu štruktúrnej geológie, rozoberá kinematiku a genézu všetkých základných štruktúr a opisuje základné spôsoby spracúvania orientačných dát. V osobitnej kapitole uvádza princípy konštrukcie fyzikálne správnych geologických profilov.

Kniha, prvá po slovensky písaná štruktúrna geológia, je základnou literatúrou pre študentov štruktúrnej geológie a geológov využívajúcich štruktúrne dáta pri príprave projektov.

Publikácia má 170 strán, formát B5, paperbackovú väzbu, 171 obrázkov, zoznam literatúry a index termínov zahrňujúci aj pôvodné medzinárodné termíny. Cena je 60 Sk.

Objednávky posielajte na adresu: **Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice.**

Plán odborných akcií Slovenskej geologickej spoločnosti na I. polrok 1997

V I. polroku 1997 usporiadajú pobočky Slovenskej geologickej spoločnosti a odborné skupiny tieto akcie:

Banskobystrická pobočka (predseda RNDr. M. Háber, CSc.)

20. 2. 1997
J. Knésl: Zlatá mineralizácia v Tríbeči.
Miesto: GÚ SAV Banská Bystrica, Severná 5, zasadačka, 13:00 hod.

17. 4. 1997
Riešenie špecifických problémov abiotickej zložky životného prostredia a odpadového hospodárstva.
Miesto: ENVIGEO, s. r. o., Kyncelovská 10, Banská Bystrica, zasadačka, 13:00 hod. Zabezpečuje J. Schwarz.

Bratislavská pobočka (predseda RNDr. J. Hók)

16. 1. 1997
M. Rakús, J. Hók a P. Kováč: Geológia Engadinského okna (Západné Alpy).
Miesto: GS SR, Mlynská dolina 1, Bratislava, zasadačka - 3. poschodie, 13:30 hod. Zabezpečuje J. Hók.

23. 1. 1997
Fórum mladých
Miesto: PriFUK Mlynská dolina 1, hodina a miestnosť budú spresnené dodatočne. Zabezpečuje P. Reichwalder.

6. 2. 1997
Valné zhromaždenie Slovenskej geologickej spoločnosti.
Miesto: PriFUK Mlynská dolina 1, hodina a miestnosť budú spresnené dodatočne. Zabezpečuje P. Reichwalder.

27. 2. 1997
Pracovný seminár: Stavba a vývoj hercyníd Západných Karpát.
Miesto: GS SR, Mlynská dolina 1, Bratislava, zasadačka - 3. poschodie, 13:30 hod. Zabezpečuje V. Bezák.

13. 3. 1997
M. Kohút a V. Bezák: Geológia južného Nórska.
Zabezpečuje M. Kohút.

Žilinská pobočka (predseda RNDr. M. Demian)

Február 1997
M. Demian, Š. Kuchár a Vrábeľ, P.: Poznatky z regionálnych prieskumov zosuvných území Zvolenská kotlina, Orava a z okolia Považskej Bystrice.
Miesto a čas prednáškového popoludnia bude spresnený neskôr. Zabezpečuje M. Demian.

Košická pobočka (predseda prof. RNDr. F. Zábranský, CSc.)

Marec 1997
J. Janočko: Klastické sedimenty stretavského súvrstvia v Košickej kotline.

Apríl 1997
Kolektív: Aktuálne poznatky z výskumu Braniska.

Máj 1997
V. Bezák: Geologická stavba francúzskeho Centrálneho masívu.
M. Kováčik: Využitie diaľkového prieskumu Zeme v geológii.
Miesto: Pavilon F BERG TU Košice. Miesto a čas konania budú spresnené na plagáte. Zabezpečuje výbor pobočky.

Spišskonovoveská pobočka (predseda Ing. Martin Radvanec, CSc.)

Január 1997
S. Pramuka: Geochemická charakteristika okresu Žiar nad Hronom - stream sediments.

Február 1997
M. Košík: Stratenská jaskyňa.
Miesto: GS SR, Markušovská cesta 1, Spišská Nová Ves, malá zasadačka. Dátum prednášok sa spresní na plagáte. Zabezpečuje výbor pobočky.

Geofyzikálna skupina (predseda doc. RNDr. J. Lanc, CSc.)

15. 5. 1997
L. Zbořil a M. Puchnerová: Medzinárodný geoenvironmentálny projekt Tibreg.
Miesto: GS SR, Mlynská dolina 1, Bratislava, zasadačka - 3. poschodie, 13:30 hod. Zabezpečuje J. Lanc.

Geochemicko-mineralogická skupina (predseda RNDr. Š. Méres)

24. 4. 1997
I. Petrík, P. Siman a V. Bezák: Distribúcia Ba v megakrystoch K-živcov oftalmitov Nízkych Tatier.
Miesto: GS SR, Mlynská dolina 1, Bratislava, zasadačka - 3. poschodie, 13:30 hod. Zabezpečuje Š. Méres.
22. 5. 1997

Prednáškové popoludnie: Prednášatelia a prednášky budú spresnené v pozvánke na mesiac máj a na plagáte.
Miesto: GS SR, Mlynská dolina 1, Bratislava, zasadačka - 3. poschodie, 13:30 hod. Zabezpečuje Š. Méres.

29. 5. 1997
J. Határ: Granitoidné horniny Považského Inovca v oblasti Moravian.
Miesto: GS SR, Mlynská dolina 1, Bratislava, zasadačka - 3. poschodie, 13:30 hod. Zabezpečuje Š. Méres.

Hydrogeologická skupina (predseda RNDr. K. Benková)

17. 4. 1997
M. Mikita a kol. (Geotes Ba): Dekontaminácia/rehabilitácia lokalít - hlavné typy riešení.
V. Vilinovič a kol. (Geotest Ba): Systém HOPV (hydraulickej ochrany podzemných vôd) Slovnaft - súčasný stav a výsledky.
V. Jaško a V. Gajdoš (Aquipur Ba): Indikácia ropného znečistenia pomocou nepriamych metód merania.
M. Némethyová (Vodné zdroje Slovakia Ba): Slovnaft-Vojany - dekontaminácia vôd a horninového prostredia in stiu.
Miesto: GS SR, Mlynská dolina 1, Bratislava, zasadačka - 3. poschodie, 13:30 hod. Zabezpečuje K. Benková.

19. 6. 1997
Kučera et al. (VAK Ba): Využívanie a ochrana vodných zdrojov Západoslovenského kraja.
Miesto: GS SR, Mlynská dolina 1, Bratislava, zasadačka - 3. poschodie, 13:30 hod.Zabezpečuje K. Benková.

Inžinierskogeologická skupina (predseda RNDr. R. Holzer, CSc.)

20. 3. 1997
M. Ondrášik: Skúsenosti zo zahraničnej stáže v Kanade.
R. Holzer: Poznatky o štúdiu geodynamických javov v Japonsku. Miesto: GS SR, Mlynská dolina 1, Bratislava, zasadačka - 3. poschodie, 13:30 hod.

5. 5. 1997
J. Losonsky (California, USA): Sanovanie kontaminovaného horninového prostredia pomocou horizontálnych vrtov.
Miesto: GS SR, Mlynská dolina 1, Bratislava, zasadačka - 3. poschodie. Zabezpečuje Ľ. Iglárová.

Ložisková skupina (predseda RNDr. D. Onačila)

Odborné akcie sa uskutočnia v II. polroku 1997.

Paleontologická skupina (predseda RNDr. J. Michalík, DrSc.)

10. 4. 1997
Seminár: Národné referenčné profily stratigrafických stupňov a ich hraníc v Západných Karpatoch: vymedzenie a ochrana lokalít, integrovaný stratigrafický výskum. Referujú: J. Michalík, L. Ožvoldová, D. Boorová, E. Halásová, D. Reháková, N. Hudáčková, I. Barát, R. Pipík, K. Fordinál, K. Zágoršek a ďalší.
Miesto: GS SR, Mlynská dolina 1, Bratislava, zasadačka - 3. poschodie, 13:30 hod. Zabezpečuje J. Michalík.

15. 5. 1997
Terénny seminár: Fosílne spoločenstvá, životné a sedimentačné prostredia jurských krinoidových vápencov vo vysockej jednotke, Prístodolok pri Vysokej, Malé Karpaty. Čas a miesto stretnutia sa spresní na pozvánke na máj a na plagáte. Zabezpečuje J. Michalík.

Skupina ropnej geológie (predseda P. Ostrolucký, CSc.)

3. 4. 1997
Seminár: Aktuálne problémy ropnej geológie - Východoslovenská neogénna panva.
Miesto: GS SR, Mlynská dolina 1, Bratislava, zasadačka - 3. poschodie, 13:30 hod. Zabezpečuje P. Ostrolucký.

Sedimentologická skupina (predseda RNDr. M. Kováč, CSc.)

6. 3. 1997
J. Janočko: Klastické sedimenty stretovského súvrstvia v Košickej kotline.
J. Janočko: Sedimenty kontinentálnych ľadovcov.
Miesto: GS SR, Mlynská dolina 1, Bratislava, zasadačka - 3. poschodie, 13:30 hod. Zabezpečuje M. Kováč.

Skupina štruktúrnej geológie (predseda RNDr. D. Plašienka)

20. 2. 1997
Seminár: Štruktúrna geológia v naftovej prospekcii.
Program seminára sa spresní na pozvánke na február a na plagáte. Miesto: GS SR, Mlynská dolina 1, Bratislava, zasadačka - 3. poschodie, 13:30 hod.

24. 4. 1997
Prednáškové popoludnie
Program popoludnia sa spresní na pozvánke na apríl, resp. na plagáte. Zabezpečuje D. Plašienka.

Vulkanologická skupina (predseda RNDr. L. Šimon)

8. 5. 1997
Región Vtáčnik a Hornonitrianska kotlina - výsledky nového mapovania.
Miesto: GS SR, Mlynská dolina 1, Bratislava, zasadačka - 3. poschodie, 13:30 hod. Zabezpečuje L. Šimon.

Zberatelia nerastov a skamenelín (predseda RNDr. R. Ďuďa, CSc.)

16. - 17. 5. 1997
Košická burza - výmena a predaj minerálov, drahých kameňov a fosílií
Miesto: Východoslovenské múzeum, Nám. maratónu mieru 2, Košice, 9:00 - 16:00 hod. Zabezpečuje R. Ďuďa.

Významné životné jubileá členov Slovenskej geologickej spoločnosti v roku 1997

Päťdesiatroční jubilanti

RNDr. Peter Džuppa, CSc.	16.6.1947
RNDr. Michal Elečko, CSc.	6.4.1947
RNDr. Viktória Fejdiová	22.12.1947
RNDr. Jozef Gbelský, CSc.	31.5.1947
RNDr. Eva Gregušová	2.8.1947
Doc. RNDr. Miroslav Khun, CSc.	2.8.1947
RNDr. Peter Kubeš, CSc.	28.6.1947
RNDr. Ľudovít Kucharič, CSc.	8.1.1947
Doc. RNDr. Jozef Lanc, CSc.	25.2.1947
RNDr. Stanislav Mikoláš	11.5.1947
RNDr. Soňa Pavlíková	11.2.1947
P.g. Martin Rovňák	13.2.1947
Doc. Ing. Tibor Sasvári, CSc.	15.8.1947
Ing. Ján Smolka	20.10.1947
RNDr. Jozef Viskup, CSc.	11.12.1947
RNDr. Ján Vlčko, CSc.	1.9.1947
Doc. RNDr. Peter Wagner, CSc.	16.8.1947

Šesťdesiatroční jubilanti

RNDr. Marta Balkovičová	15.9.1937
RNDr. Ján Beňo	13.3.1937
RNDr. Alfonz Bujnovský, CSc.	8.6.1937
RNDr. Ladislav Dublan, CSc.	25.6.1937
RNDr. Jarmila Ďurkovičová, CSc.	15.8.1937
RNDr. Milan Háber, CSc.	5.11.1937
RNDr. Rudolf Halouzka	24.1.1937
RNDr. Vladimír Hanzel, CSc.	4.9.1937
RNDr. Miroslav Jelenský	22.5.1937
Doc. RNDr. Štefan Kahan, CSc.	8.12.1937
Ing. Mária Kizáková	31.1.1937
Doc. RNDr. Ing. Vladimír Letko, CSc.	26.4.1937
RNDr. Michal Lukaj	11.9.1937
Doc. RNDr. Jozef Malgot, CSc.	5.2.1937
Doc. RNDr. Igor Modlitba, CSc.	14.5.1937
RNDr. Ladislav Novotný	30.8.1937
Ing. Anton Olšavský	24.12.1937
RNDr. Milan Petro	11.8.1937
RNDr. Ivan Repčok	5.5.1937
RNDr. Zora Suchánková	11.9.1937
P.g. Ivan Šalaga	12.6.1937
Doc. Ing. Ján Šefara, DrSc.	12.11.1937

Šesťdesiatpäťroční jubilanti

Ing. Marta Abonyiová	9.8.1932
RNDr. Vincent Holička	19.7.1932
RNDr. E. Hýrošová	5.12.1932
Ing. Dušan Ďurica, CSc.	29.1.1932
RNDr. Karol Eliáš, CSc.	6.2.1932
Ing. Mikuláš Ingr	6.12.1932
RNDr. Michal Lukáč	27.3.1932
RNDr. Anna Mihalíková	31.5.1932
RNDr. Ján Otepka	22.9.1932
Ing. Ing. Dominik Polakovič	15.9.1932
RNDr. Jozef Salaj, DrSc.	11.1.1932
Doc. RNDr. Viliam Sitár, CSc.	18.3.1932
RNDr. Paulína Snopková, CSc.	22.6.1932
RNDr. Eugénia Vaškovská, CSc.	4.7.1932
RNDr. Ľubomír Zbořil, CSc.	31.12.1932

Sedemdesiatroční jubilanti

Ing. Ján Baran, CSc.	23.6.1927
Ing. Ján Bartalský, CSc.	29.5.1927
Prof. Ing. Miloslav Böhmer, CSc.	18.6.1927
P.g. Ondrej Falát	4.9.1927
Ing. Ivan Kravjanský	5.5.1927
Ing. Lubor Ulehla	20.1.1927

Sedemdesiatpäťroční jubilanti

RNDr. Oto Fusán, DrSc.	30.3.1922

Osemdesiatroční jubilanti

Prof. RNDr. Jakub Kamenický, DrSc.	17.3.1917

V mene celej geologickej verejnosti všetkým jubilantom srdečne blahoželáme a do ďalších rokov želáme veľa tvorivých síl a dobré zdravie.

doc. RNDr. Peter Reichwalder, CSc.
predseda SGS

Vrtná súprava SCHRAMM

Geoprieskum, a. s., Nová Baňa dal v októbri 1996 do prevádzky vrtnú súpravu T-660 Rotadrill, výrobok firmy SCHRAMM, West Chester, USA.

T-660 Rotadrill je kompaktná stredne veľká vrtná súprava vhodná najmä na hĺbenie hydrogeologických prieskumných a ťažobných vrtov. Namontovaná je na podvozku Ford. Pri použití pomocného vrátka a adaptéra vrcholového motora ju možno využiť aj na jadrové vŕtanie a vŕtanie technológiou WL. Súprava umožňuje realizovať široký sortiment vrtných prác. Pre zaujímavosť uvádzame:

Maximálny možný priemer 460 mm.

Výkon hnacieho motora 298 kW /2100 obr./min. [1]

Hĺbkový dosah je limitovaný maximálnym možným zdvihom 16 380 kg.

Krútiaci moment do 8360 N.m.

Najvyšší výkon možno dosiahnuť hlavne pri použití ponorných vrtných kladív. Na to je súprava vybavená vysokovýkonným kompresorom s výkonom 21 m^3/min.

Súpravu ovláda z panela jeden pracovník. Páky a kontrolné prvky funkcií sú rozmiestnené prehľadne a súčasne umožňujú obsluhe kontrolovať pracovný stôl súpravy. Ovládací panel núka pracovníkovi kontrolu všetkých vrtných operácií, narábanie s náradím a monitorovanie vŕtania.

Po oboznámení sa s manipuláciou a obsluhou súpravy T-660 Rotadrill sme ňou - prevažne v dolomite - za 36 prevádzkových hodín odvŕtali prvý hydrogeologický vrt do hĺbky 193 m s priemerom 276, 245 a 165 mm vrátane vybudovania troch pažnicových kolón.

Vrtnú súpravu T-660 Rotadrill, jej parametre, vysokú výkonnosť a spoľahlivosť dávame do pozornosti odberateľom časopisu Mineralia Slovaca a širokej odbornej verejnosti.

Miroslav Kušík
vedúci prevádzky

Geologická služba SR Bratislava
Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

vypisuje konkurz na obsadenie miesta

inžinierskeho geológa

Požadované vzdelanie: VŠ príslušného zamerania
(PFUK Bratislava - odbor inžinierska geológia)
Žiadosti posielajte na horeuvedenú adresu do 15.1.1997

Geologická služba SR Bratislava
Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

vypisuje konkurz na obsadenie miesta

inžinierskeho geológa (na IG mapovanie)

pre pracovisko Košice

Požadované vzdelanie: VŠ príslušného zamerania
(PFUK Bratislava, F BERG TU Košice)
Požadovaná prax: minimálne 3 roky v odbore
Žiadosti posielajte na horeuvedenú adresu do 15.1.1997

Inštrukcie pre autorov

Všeobecne

1. Rukopis v dvoch exemplároch a originál obrázkov s jedným odtlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu Mineralia Slovaca. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. Ak je možnosť, pošlite text článku na diskete 3,5", spracovaný v editore T602 (WinText602, Ami Pro, MS Word, WordPerfect; PC) alebo MS Word, QuarkXPress (Mac) v norme Kamenických alebo Latin2. S disketou zašlite aj jeden výtlačok textu na papieri.
3. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
4. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom resumé je v slovenčine).
5. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko.

Text

1. Úprava textu včítane zoznamu literatúry prispôsobte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovač 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov.
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver.
5. Zreteľne treba odlíšiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 - hierarchicky najvyšší, 2 - nižší, 3 - najnižší nadpis.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr. (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988) pred formou ... podľa Dubčáka (1987). Ani v jednom prípade sa neuvádzajú krstné mená.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového obťahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčkou od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, názvy skamenelín, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podčiarkne vlnovkou.
13. K článku je treba pripojiť kľúčové slová.
14. Abstrakt, resumé, vysvetlivky k obrázkom a názvy tabuliek predloží autor redakcii aj v angličtine.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 340 x 210 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 x 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.
   V prípade, že ide o počítačovo vytvorené ilustrácie, prosíme o ich zaslanie na diskete 3,5" vo formáte CorelDraw (PC), Adobe Illustrator (PC, Mac) alebo Aldus FreeHand (Mac).
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (zvyčajne o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formu, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby po zmenšení najmenšie písmená boli 1,2 mm. Úmerne zmenšeniu voliť aj hrúbku čiar.
4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
6. Zoskupené obrázky, napr.: fotografie, diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier.
7. Fotografie musia byť ostré, čiernobiele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
8. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šípkou doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
10. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píšu strojom na osobitný list.
11. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a dopĺňať.
13. Farebné ilustrácie sú vítané, ale náklady na ich tlač hradí autor.

Tabuľky

1. Tabuľky sa píšu na osobitný list. Rozsah a vnútornú úpravu tabuliek zvoľte tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoraďujte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise).
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívať.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa v abecednom poriadku uvádza iba literatúra citovaná v danom článku. Citácia označená „v tlači" sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom „v prípade", „zadané do tlače" sú neplnohodnotné a nemajú sa používať ani v texte. Citácia „osobná informácia" sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Používať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:
   Kniha
   Gazda, L. & Čech, M., 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155.
   Časopis
   Vrba, P., 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. Mineralia Slov., 21, 135 - 142.
   Zborník
   Návesný, D., 1987: Vysokodraselné ryolity. In: Romanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Špec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203 - 215.
   Manuskript
   Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. & Srnka, T., 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves, 28.
3. Pri článku viac ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názov, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J., 1975.